



**HAL**  
open science

# Etude géologique de la région de l'alpage de Cambasi (Province Ordu-Turquie)

Mehmet Kilinc

► **To cite this version:**

Mehmet Kilinc. Etude géologique de la région de l'alpage de Cambasi (Province Ordu-Turquie). Stratigraphie. Université de Grenoble, 1971. Français. NNT: . tel-00781656

**HAL Id: tel-00781656**

**<https://theses.hal.science/tel-00781656>**

Submitted on 28 Jan 2013

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Doctorat de 3<sup>e</sup> Cycle  
N<sup>o</sup>d'ordre

205142  
1971  
56

# THÈSE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTE DES SCIENCES  
DE GRENOBLE

POUR OBTENIR LE TITRE DE

**DOCTEUR DE 3<sup>ème</sup> CYCLE**

SPECIALITE SCIENCES DE LA TERRE

MENTION GEOLOGIE APPLIQUEE

PAR

Mehmet KILINC

Etude géologique de la région de l'alpage de Çambaşı  
(Province Ordu-Turquie)

BIBLIOTHEQUE  
GRENOBLE-SCIENCES  
UNIVERSITAIRE

Soutenue le Avril 1971 devant la Commission d'Examen

MM R MICHEL

Président

P GIRAUD

Examineurs

Mme VATIN-PERIGNON

205 142

1971

56

double

Doctorat de 3<sup>e</sup> Cycle  
N<sup>o</sup> d'ordre

205142

1971

56

# THÈSE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTE DES SCIENCES  
DE GRENOBLE

POUR OBTENIR LE TITRE DE

DOCTEUR DE 3<sup>ème</sup> CYCLE

SPECIALITE SCIENCES DE LA TERRE

MENTION GEOLOGIE APPLIQUEE

PAR

Mehmet KILINC

Etude géologique de la région de l'alpage de Çambaşı  
(Province Ordu-Turquie)

T.72/282

BIBLIOTHÈQUE  
GRENOBLE-SCIENCES  
UNIVERSITAIRE

Soutenue le Avril 1971 devant la Commission d'Examen

MM R MICHEL

Président

P GIRAUD

Examineurs

Mme VATIN-PERIGNON

AVANT-PROPOS,

Il est bien évident que plusieurs personnes ont contribué à l'accomplissement de cette thèse et il m'est impossible de les citer toutes ici, toutefois je tiens à les remercier très vivement.

Cependant, je ne peux oublier et exprime toute ma gratitude à Monsieur le Professeur R. MICHEL, pour son concours incessant et sa patience inépuisable (notre voyage blanc en Turquie), grâce à qui ce travail, par conséquent mes études universitaires prennent fin.

Il est de mon devoir d'exprimer toute ma reconnaissance et remerciements à Monsieur le Professeur J. DEBELMAS, qui s'est intéressé à mon cas particulier et m'a encouragé dans les moments les plus critiques.

Mes remerciements vont également à Messieurs P. GIBERGY, J. GIRAULT, dont j'ai particulièrement apprécié la gentillesse et l'aide qu'ils m'ont apportée.

Je tiens aussi à remercier Monsieur J.-L. PAIRIS et Madame A. ARNAUD pour leur collaboration pendant l'étude des foraminifères.

Je n'oublie pas les paléontologistes, Monsieur J. ROMAN, Monsieur A. BLONDEAU et Madame D. PETITBOIS de Paris que je remercie pour leur dérangement et bon accueil au cours de ma visite à Paris.

Je remercie tout le personnel technique de l'Institut Dolomieu pour sa participation à la finition de ce mémoire.

SOMMAIRE

	pages
Chapitre I - INTRODUCTION -----	1
I. Introduction géographique et orohydrographique ----	1
I I. Introduction géologique -----	3
Chapitre II- LA SERIE DU CRETACE -----	7
I. Présentation générale -----	7
A. Formations sédimentaires -----	7
B. Formations volcaniques -----	9
C. Modes de gisement -----	11
II. Etude pétrographique des roches volcaniques -----	17
A. Basaltes (s. l.) -----	17
a) Basaltes -----	17
b) Diabases -----	21
c) Basaltes vacuolaires spilitisés -----	24
d) Processus de spilitisation des basaltes ----	37
B. Les trachyandésites -----	44
a) Trachyandésites -----	44
b) Trachyandésites à pyroxène -----	45
C. Les rhyolites -----	48
a) Rhyolites -----	48
b) Rhyolites calco-alcalines à amphiboles ----	53
c) Ignimbrites -----	54
Chapitre III- LA SERIE DU TERTIAIRE -----	59
I. Présentation générale -----	59
A. Formations sédimentaires -----	59
B. Formations éruptives -----	64
a) Roches volcaniques -----	64
b) Roches plutoniques -----	67
c) Modes de gisement -----	68
II. Etude pétrographique des roches éruptives -----	70
A. Les roches volcaniques -----	70
B. Le massif plutonique -----	73
a) La roche éruptive originelle -----	73
b) Enclaves acides -----	76
c) Processus de granitisation des syénites -----	82
d) Enclaves basiques -----	86
e) Rhyolites -----	88
f) Para-épidotites -----	89
g) Assimilation des basaltes tertiaires par le batholite intrusif -----	90

	pages
Chapitre IV - SYNTHESE DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE ET PETROCHIMIQUE -----	95
I. Diagramme de H. de la Roche (1968) -----	95
II. Diagramme de variation des paramètres de Niggli	97
III. Diagramme de H. Kuno (1960-1963) -----	98
IV. Diagramme de calco-alcalinité de J. Jung (1955) ---	100
V. Classification de A. Peacock (1931) -----	101
Chapitre V - TECTONIQUE -----	105
Chapitre VI - CONCLUSION GENERALE -----	111
Comparaison avec :	
1. Les chaînes hercyniennes -----	111
2. La chaîne andine -----	112

<u>LISTE DES FIGURES</u>	
<u>numéros</u>	<u>pages</u>
1. Sédiment gréseux du Crétacé -----	8
2. Liséré blanc d'actinote -----	11
3. Coupe géologique à 4 km de Çambaşı -----	42
4. Diffractogramme du feldspath potassique -----	51
5. Ignimbrite à structure fluidale -----	55
6. Association pegmatitique de quartz et de feldspath potassique moulant un cristal automorphe d'orthoclase frais -----	84
7. Canevas stéréographique polaire montrant les directions des dykes et des diaclases -----	105
8. Schéma de fracturation d'une formation compétente sous l'effet d'une compression des Pontides -----	106
9. Schéma des Pontides -----	107
10. Représentation graphique des paramètres de Niggli de deux asso- ciations-types du volcanisme géosynclinal -----	111

LISTE DES PLANCHES

<u>numéros</u>	<u>pages</u>
I - Carte d'emplacement géographique -----	2
II - Carte orohydrographique -----	3 bis
III - Carte géologique -----	5 bis
IV - Carte d'emplacement des échantillons -----	7 bis
V - Coupes géologiques dans la série crétacée -----	13
VI - Coupes dans le ruisseau de Gûde -----	16
VII - Coupe à l'Ouest du hameau de Herzkôzû -----	60
VIII - Coupe de la falaise à l'Ouest du hameau de Musulu -----	62
IX - Coupe à la verticale de l'alpage d'Arpalik et au Nord de l'alpage de Sigirçukuru -----	69
X - Coupes dans la série tertiaire -----	69 bis

LISTE DES PHOTOGRAPHIES

<u>numéros</u>	<u>pages</u>
1. Sédiment détritique du Crétacé -----	8
2. Texture prismatique d'une coulée basaltique -----	15
3. Cristal de diopside hédenbergitique zoné -----	19
4. Dyke basaltique -----	19
5, 6. Enclave de basalte à olivine -----	25
7. Microlites d'albite nageant dans une matrice chloritique -----	27
8. Bulle d'épidote -----	27
9. Bulle remplie de quartz et de chlorite -----	29
10. Bulle remplie de chlorite -----	29
11. Bulle remplie d'épidote et de quartz -----	30
12. Bulle remplie d'épidote et de calcite -----	30
13, 14. Pyroxène actinotisé et remplacé partiellement par le quartz ---	32
15. Cristal de diopside hédenbergitique pseudomorphosé en calcite ----	34
16. Phénocrystal de labrador traversé par des filonnets albitiques ou zéolitiques -----	34
17. Dyke spilitique dans la région de Güde -----	37
18. Plagioclase altéré en calcite -----	41
19. Diabase transformé par la rencontre avec l'eau -----	41
20. Plagioclases à deux stades d'accroissement -----	47
21, 22. Orthose perthitique pseudopélimitisée -----	50
23. Plagioclase perdant ses macles avec une altération de nature argileuse -----	51
24. Lapias sur la surface structurale d'un banc calcaire tertiaire ----	65
25. Sédiment grésocalcaire surmonté par des tufs -----	65
26. Mont Ağıt et mont Çakil -----	66
27. Litage à la périphérie du batholite intrusif -----	66
28. Enclave énallogène dans un dyke basaltique -----	73
29, 30, 31. Felspath potassique pseudomorphosant un plagioclase ----	78, 80
32. Microgranite -----	80
33. Zone de passage de microgranite à la syénite -----	84
34. Enclave basique dans une granodiorite -----	87
35. Association micropegmatitique -----	87
36. Phénocrystal de quartz corrodé -----	90



CHAPITRE I

INTRODUCTION

## CHAPITRE I - INTRODUCTION

### I. INTRODUCTION GEOGRAPHIQUE ET OROHYDROGRAPHIQUE

La région étudiée se trouve en Turquie dans la partie est de la chaîne des Pontides, à 70 km (Pl. I) au Sud de la préfecture d'Ordu située sur le littoral de la mer Noire. L'alpage de Çambaşı où nous avons installé notre camp central pendant toute la durée des campagnes de terrain, est à peu près au milieu de la limite de deux cartes topographiques au 1/25 000, l'une au Nord (G39-C2) et l'autre au Sud (G39-C3).

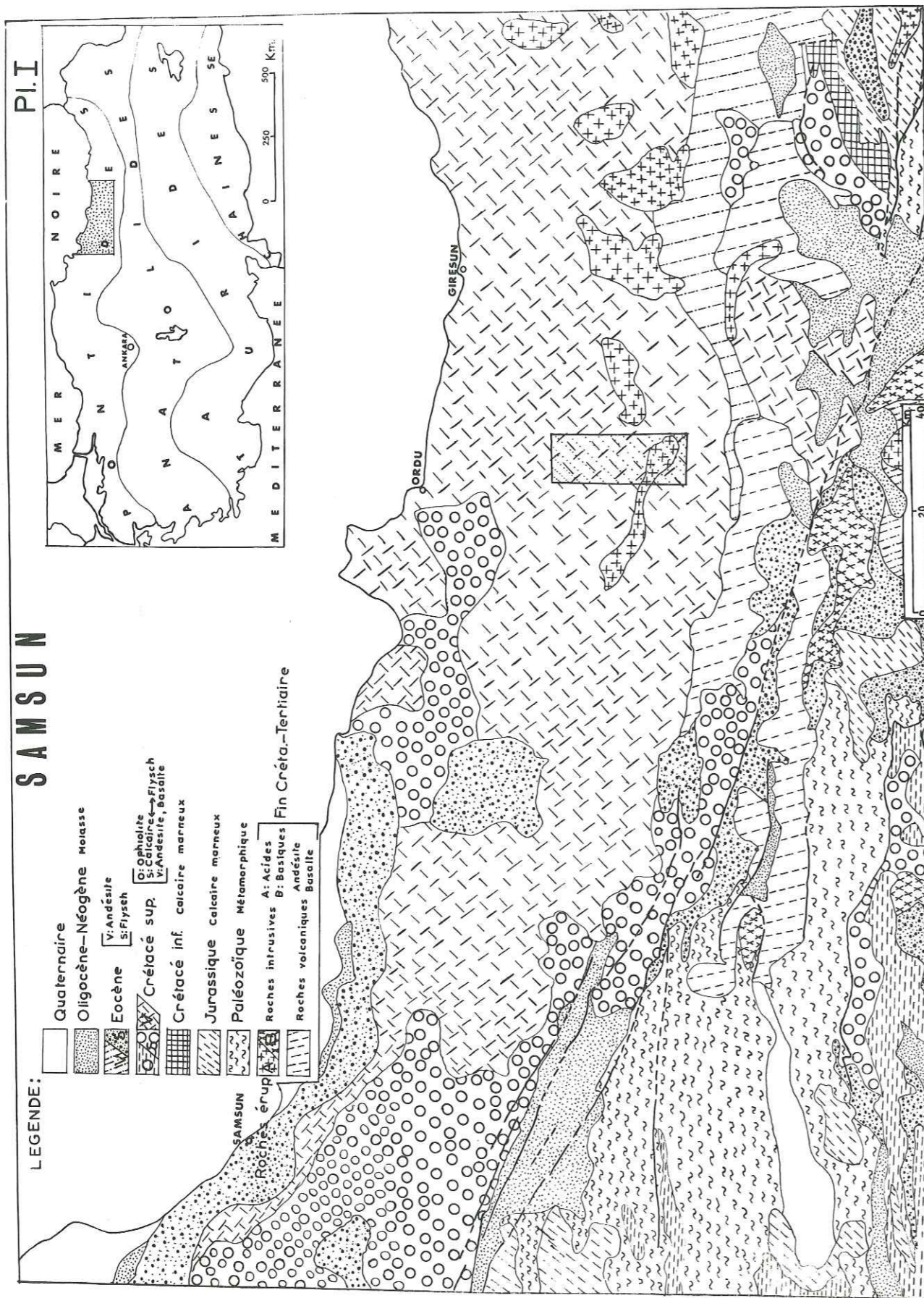
Le terrain, parsemé d'un grand nombre d'alpages où les bergers ne montent que l'été, a une altitude moyenne de 1 800 m, avec des points bas de 1 500 m environ au fond des vallées et des points hauts d'environ 2 500 m (2 569 m Aşit Tepe).

Lorsqu'on jette un coup d'oeil sur l'orohydrographie de cette région, on peut d'abord remarquer l'absence de cours d'eau importants ; en effet, le flanc nord des Pontides est très abrupt et les eaux de ruissellement n'ont pas le temps de se rassembler. Exception doit être faite cependant de la rivière de Kelkit qui suit une grande zone de fractures et d'effondrement (ligne de faille de l'Anatolie du Nord) où se localisent la plupart des séismes dont certains font des milliers de morts. On ne connaît pas grand chose sur cette zone de fracture qui semble formée de plusieurs familles de failles parallèles se relayant d'Ouest en Est et déterminant le graben qui s'étend de la mer de Marmara jusqu'au lac de Van et peut-être même plus loin à l'Est. Le M. T. A. (Institut d'études et de recherches minières turc) et l'UNESCO viennent d'en commencer l'étude.

La seconde remarque est le parallélisme entre cette ligne de faille et toutes les rivières, au moins au début de leur cours. Il faut en déduire qu'elle a influencé la morphologie de cette région. D'ailleurs, si nous jetons un coup d'oeil attentif sur notre carte orohydrographique (Pl. II), nous observons une orientation nette et parallèle à cette ligne, des accidents topographiques dans la moitié nord de la région étudiée et une allure quelconque de ces derniers dans la moitié sud.

Comme nous le verrons plus loin, la limite entre ces deux zones constitue également celle des formations crétacées et tertiaires.

Si la formation de cette zone de fractures s'est faite à une époque postérieure à l'Eocène inférieur, on aurait dû observer cette orientation dans toute la région. Comme ce n'est pas le cas, nous supposons qu'elle est antérieure à nos formations les plus anciennes qui datent du Crétacé inférieur. Nous ne pouvons résoudre cette question d'âge avant une étude détaillée et complète de cette zone de fractures. Nous reviendrons sur ce sujet au cours de l'étude tectonique de la région.



Du point de vue climatique, la ligne est-ouest qui va de Aşit Tepe à Kapıkaya partage la région en deux parties bien distinctes :

- l'une, au Nord, est caractérisée par ses immenses prairies, ses brouillards quasi continuels, et constitue la zone d'alpages proprement dite. Selon l'importance de ces prairies, les affleurements sont plus ou moins restreints et de plus ou moins bonne qualité ;

- l'autre, au Sud de cette ligne, forme une zone à basse altitude, sans brouillard, avec des ravinelements intenses, où les paysans viennent passer l'hiver sous un climat moins rigoureux.

## II. INTRODUCTION GEOLOGIQUE

### Historique des travaux

Les premiers travaux sur l'ensemble des Pontides remontent assez loin dans le passé : dès 1836, W. J. HAMILTON fait le premier voyage dans cette chaîne. Par la suite, les explorations géologiques se succèdent à des intervalles de temps plus ou moins longs. On peut citer parmi ces chercheurs le botaniste C. H. E. KOCH (1846), P. de TCHIHATCHEFF (1847-63), H. ABICH (1859), A. LACROIX (1891). Ce n'est que cent ans après le premier travail de HAMILTON que le gouvernement turc s'est intéressé à la région ; malgré des efforts non négligeables, une grande partie de la chaîne reste encore inconnue du point de vue scientifique.

Jusqu'à présent, les environs immédiats de notre terrain n'ont fait l'objet d'aucun travail si ce n'est quelques rapports épars sur certains gisements miniers. Par contre la thèse de A. GEDIKOGLU (1970) sur les environs de Gököy qui est à 30 km, à vol d'oiseau, à l'Ouest de Çambaşı, mérite d'être signalée.

### Géologie régionale

Ici aussi, en raison de la rareté des travaux on ne peut qu'esquisser la géologie de la partie est de la chaîne des Pontides (voir A. GEDIKOGLU, 1970).

Le Paléozoïque est constitué de formations souvent affectées d'un léger métamorphisme (micaschistes, quartzites, grauwackes, etc.) à la base ; arkoses, schistes gréseux et quartzites à intercalations de laves, de tufs et de calcaires, au sommet. Ces formations n'affleurent pas dans la région étudiée.

Le Lias, formé de calcaires et de marnes, est discordant sur le Paléozoïque. On y rencontre des passées volcaniques avec des émissions de laves andésitiques et de tufs.

Au Dogger, régression générale.

Au Malm, il y a transgression et discordance sur le Lias. Il se dépose des calcaires marneux détritiques en plaquettes.

Le passage Jurassique-Crétacé est souligné par des grès, conglomérats et marnes.

Le Crétacé inférieur est formé de calcaires argileux en plaques, de marnes et de schistes gréseux. Il présente parfois un faciès flysch typique ; nous verrons qu'en réalité dans notre région on a affaire surtout à des formations volcaniques avec quelques passées de sédiments qui constituent les formations les plus anciennes de notre secteur.

Le Crétacé supérieur forme une couverture très épaisse constituée de laves basaltiques, andésitiques, de tufs et de brèches avec des intercalations lenticulaires de calcaires (souvent récifaux), de marnes et de grès.

L'Eocène est caractérisé par des laves et des tufs andésitiques, des porphyres (roches filoniennes ou extrusives à orthose, V. ZAVARICKIJ 1955, p. 144), des porphyrites (roches filoniennes plagioclasiques). Là aussi il existe des intercalations marnogréseuses à faciès flysch. Dans notre région, la série s'arrête là.

Au-delà, l'Oligo-Miocène est formé d'argiles rouges avec des marnes friables, des grès et des intercalations de gypse.

Le Miocène, formé de calcaires marins à sa base, est transgressif sur les formations antérieures ; au sommet on passe à de la molasse.

Le Néogène (terme pris au sens large) est caractérisé par une molasse d'eau douce, par des gypses, des couches de lignites. On observe un début d'activité volcanique au Néogène supérieur, donnant naissance à des tufs intercalés dans les sédiments.

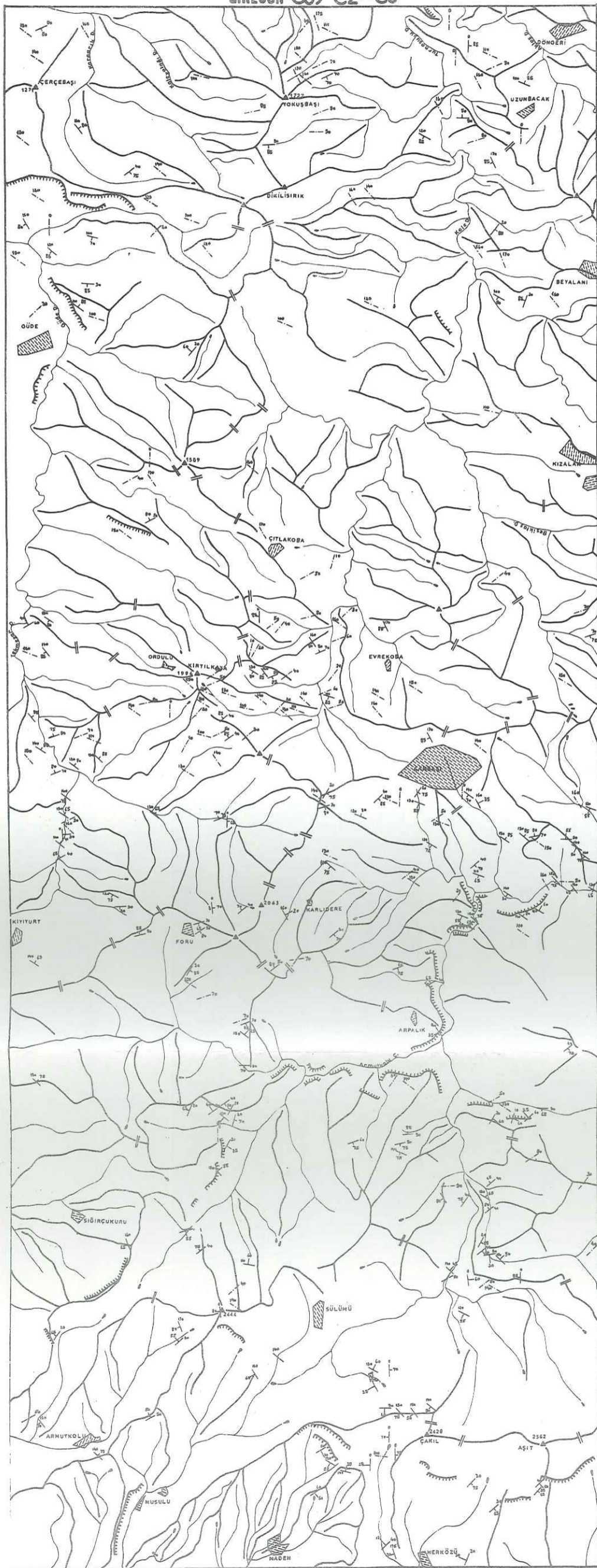
Les mouvements de surrection au Pliocène ont eu pour effet la disparition d'un certain nombre de lacs d'eau douce au Néogène. Ceux qui restaient se sont vidés en se reliant au réseau hydrographique.

#### Les roches plutoniques

Les intrusions d'âge paléozoïque se localisent essentiellement dans la partie sud des Pontides, en dehors de notre carte.

Dans tout le massif des Pontides, il existe de petites intrusions acides dirigées à peu près Est-Ouest ; elles passent vers le Nord Est à un grand massif plutonique.

GİRESUN G39 C2-C3



PI.II

O  
R  
O  
G  
R  
A  
P  
H  
I  
E

- 150 50  
Diaclose
- Sommet, col, ligne de crête
- Falaise
- Alpage

1000 500 0 1000 2000 Mètres

des

et r

ma  
ver  
car  
plu

de  
len

po:  
p.  
de:  
s'a

fri

su

se  
d'  
lé






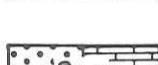



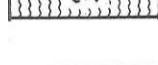
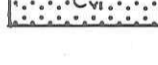
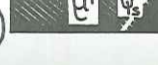
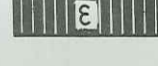
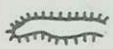


ri  
se

la

di  
pl

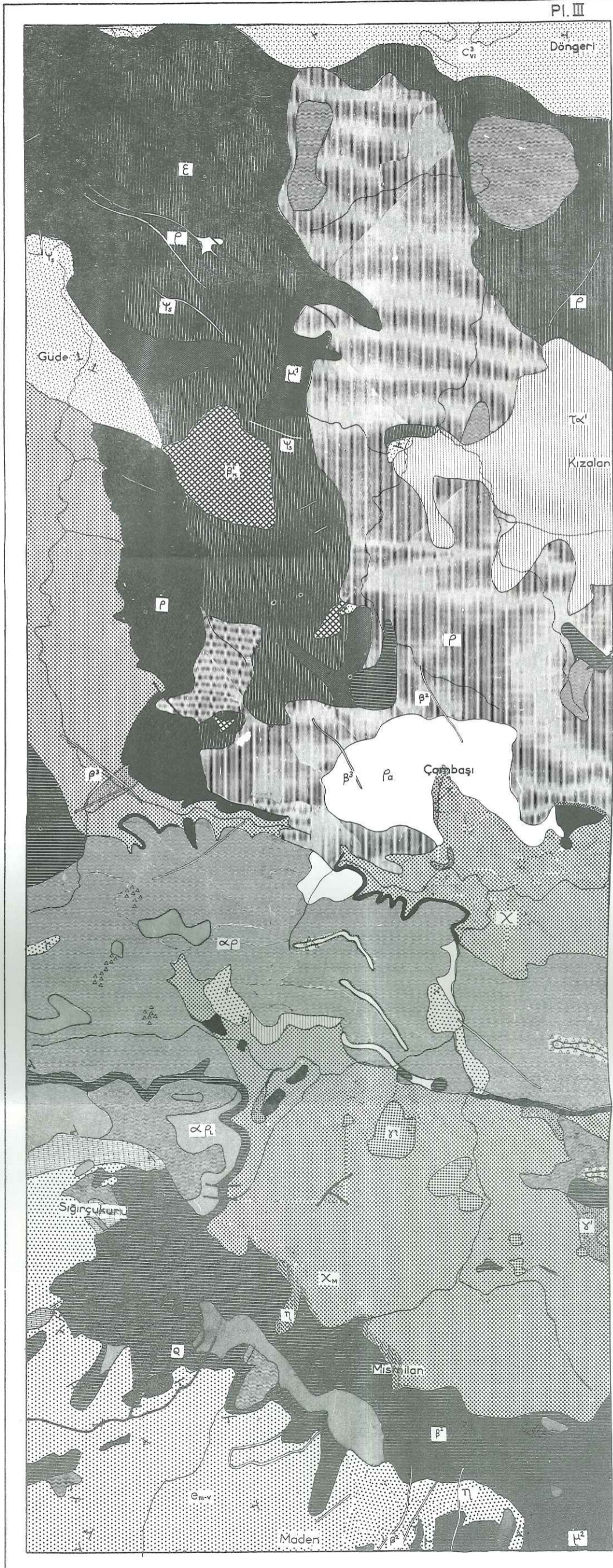
L'âge de ces intrusions a été très discuté : pour F. BAYKAL (1949), ces intrusions sont antécrotacées ; mais P. de WIJKERSLOOTH (1946) leur a attribué un âge plus récent à la suite de la découverte de leur métamorphisme de contact sur des andésites d'âge crétacé supérieur. On verra plus loin que nos intrusions syénitiques peuvent être datées du Cuisien supérieur ou qu'elles sont postérieures au Cuisien supérieur. Selon A. GEDIKOGLU (1970), ces intrusions sont soit contemporaines, soit antérieures à l'Yprésien. Il est donc probable que la mise en place de ces massifs s'est faite à des époques différentes, mais de toute façon à l'Eocène.

LEGENDE

-  DIORITE, DYKE BASALTIQUE
  -  SYEN. INTR., RHYOL., GRANODIOR., APLITE  
(X<sub>M</sub>: MONZONITE, Q: OPALE)
  -  BASALTE, SPILITE
  -  LAVE TUFACÉE RHYOLITIQUE
  -  TUF RHYOLITIQUE, BRECHE VOLC.
  -  SEDIMENTS DETRITIQUES, CALCAIRE
  -  TUF
  -  RHYOLITE, RHYOLITE A AMPHIBOLE
  -  TRACHYANDESITE
  -  SEDIMENTS DETRITIQUES, TUF, IGNIMBRITE
  -  BASALTE SPILITISE, DYKE SPILITIQUE
  -  DIABASE
  -  BASALTE A OLIVINE
-  Appareil volc. fissural   
  Gisement foss.   
  Signe de pendage

↑  
CUISIEN SUP.  
LUTETIEN BASAL

↑  
CRETACE INF.  
(BASE CRET. SUP?)



CHAPITRE II

LA SERIE DU CRETACE



## CHAPITRE II - LA SERIE DU CRETACE

### I. PRESENTATION GENERALE

Les formations d'âge crétacé s'étendent approximativement au Nord d'une ligne est-ouest passant à proximité de l'alpage de Çambaşı (Pl. III).

La configuration paléogéographique de la région était liée à la présence d'un golfe marin de faible profondeur venant du Nord et se prolongeant jusqu'à l'Est de l'alpage de Susuz, en bordure et au fond duquel existaient des centres d'émissions volcaniques orientés grossièrement NNW-SSE (Pl. IV).

#### A. FORMATIONS SEDIMENTAIRES

##### a) Principaux faciès

Il s'agit de sédiments détritiques gréseux, surtout aux confins nord. La teinte est généralement claire parfois verdâtre. Ils sont presque toujours mélangés aux projections volcaniques. Quelques lames minces faites dans ces sédiments montrent des grains de quartz polycristallins en fuseau avec phénocristaux d'albite et des plages de calcite. La partie argileuse, recristallisée en mica blanc, s'insinue entre les minéraux précédents en veinules sinueuses ; l'ensemble de ces minéraux est aligné, ébauchant un litage (photog. 1). Vu l'abondance des feldspaths nous pourrions les appeler grès feldspathiques ou arkoses.

Par manque d'un transport suffisamment long, le tri granulométrique est insignifiant et le granoclassement est rare ; peut-être même qu'une grande partie de ces sédiments provient uniquement de la désagrégation sur place des roches préexistantes. Néanmoins nous avons observé, sur un substratum spilitique, au Nord du mont Yokuşbaşı, une formation deltaïque à éléments fins à la base, devenant de plus en plus grossiers vers le sommet où les blocs sont de nature spilitique. Il s'y produisait probablement des coulées boueuses car les gros blocs de la partie supérieure se trouvent mélangés à la partie fine d'une façon irrégulière.

Photog. 1 : sédiment détritique du Crétacé. Partie argileuse présentant un début de litage sous l'effet de la recristallisation. Ech. C<sub>2</sub>-65 L.N. x50

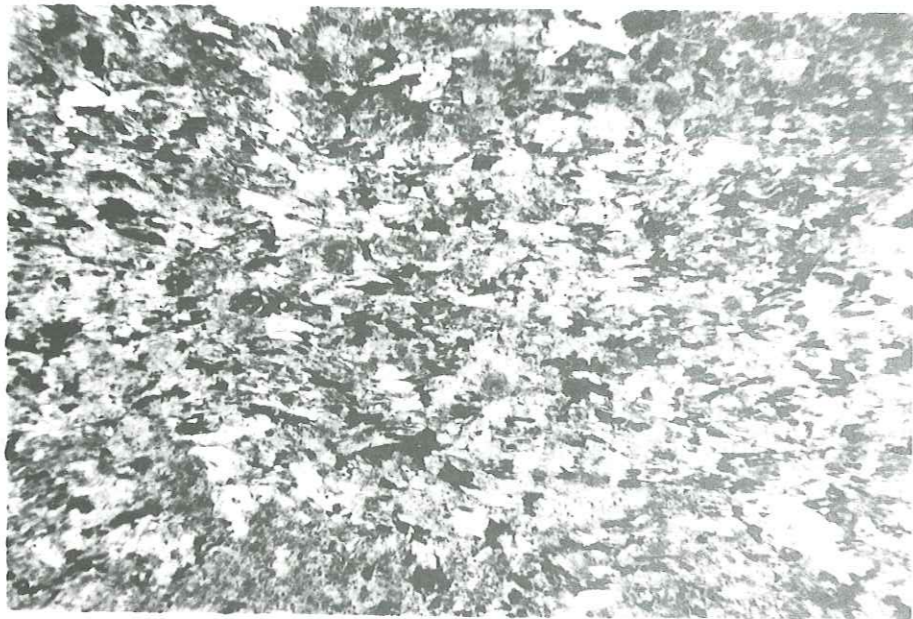
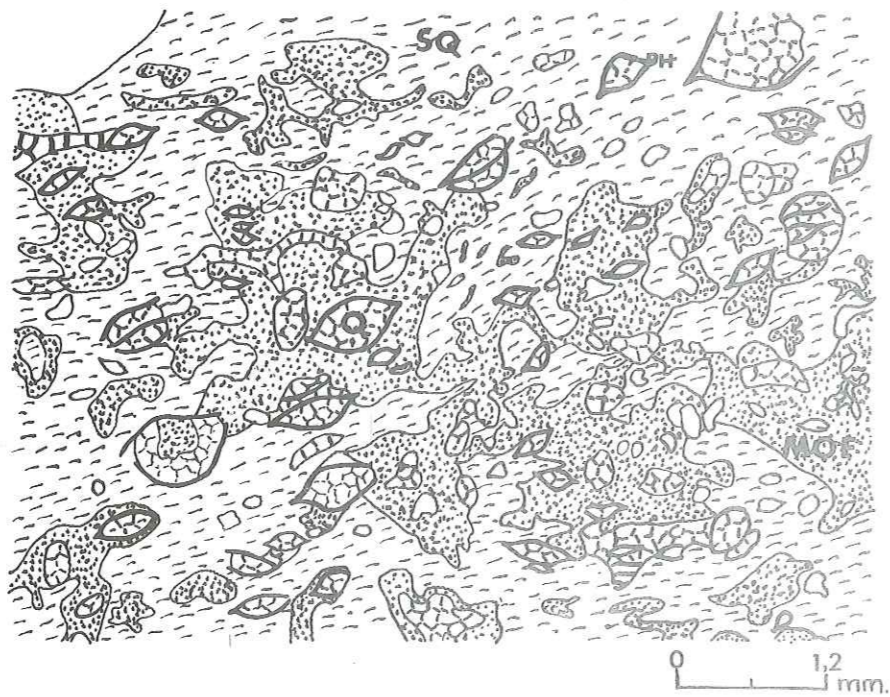
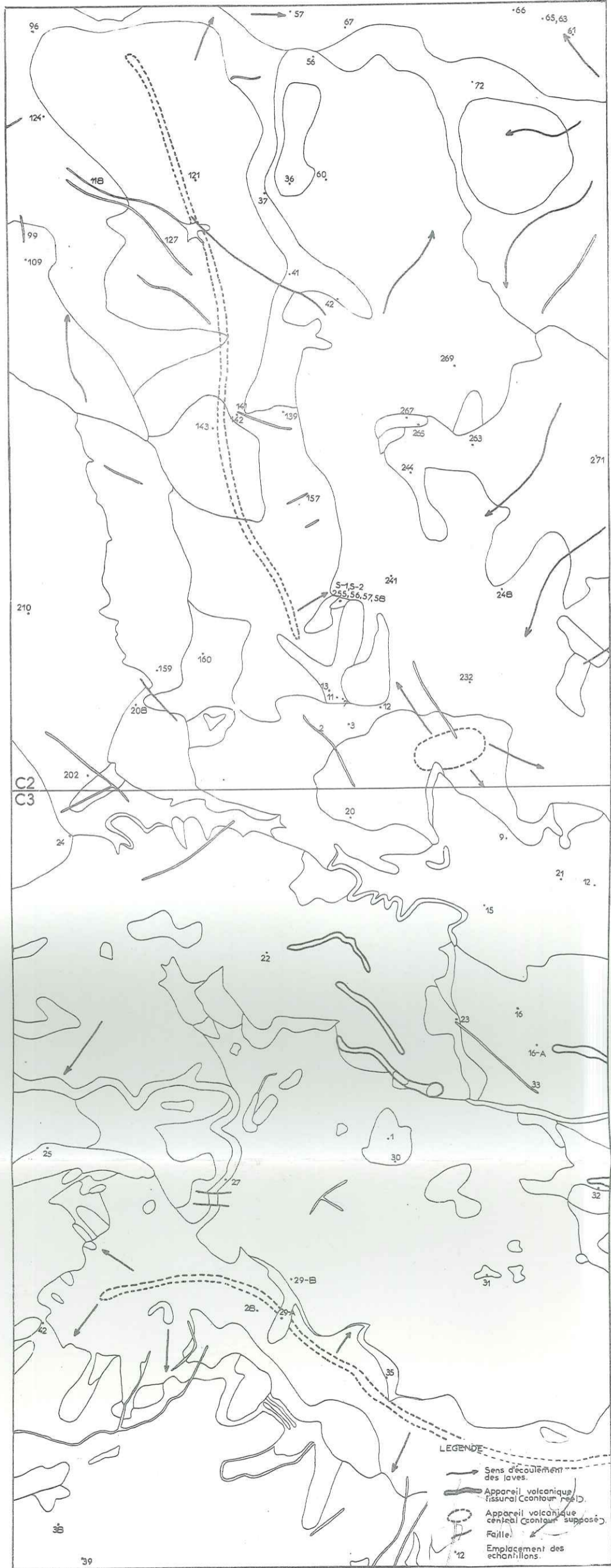


Figure 1 : sédiment gréseux du Crétacé. Q = grains de quartz polycristallins en fuseau avec une mince bande de mica blanc au pourtour. MOF = minéraux argileux mélangés à de l'oxyde de fer. SQ = mélange de séricite et de quartz. (LM C<sub>2</sub>-67B).



GIRE SUN G39 C2-C3

PI. IV



1000 500 0 1000 2000 m.

b) Répartition géographique

A l'exception du Nord et du Nord Est, où on voit une épaisseur importante de sédiments, partout ailleurs ils se trouvent intercalés dans les formations volcaniques.

Les affleurements sont localisés, du Sud vers le Nord (Pl. III):

- le premier, à mi-chemin entre l'alpage de Susuz et le mont Duduyalak, sur la rive gauche du ruisseau de Kabalak;
- le deuxième, à l'endroit où le ruisseau de Kabalak rejoint celui qui descend des alpages de Yenioba et de Güzelek;
- sur les deux rives du ruisseau de Güde (à l'Ouest de la carte) nous observons des sédiments détritiques qui semblent rejoindre ceux du Nord et du Nord Est faisant partie d'une même transgression marine.

c) Age des sédiments

Dans le but de préciser l'âge de ces formations on a eu recours aux techniques de la palynologie; les études menées à l'Université de Strasbourg par d'éminents spécialistes (J. DOUBINGER) ne fournirent malheureusement aucun résultat. Les recherches micropaléontologiques nous ont permis d'isoler, au cours de nombreux lavages, quelques formes seulement que Mme A. ARNAUD (1970) a bien voulu identifier. La liste des organismes présents est la suivante:

- un ostracode
- des Patellinas sp. (Crétacé-actuel)
- une miliole
- Cythereis ? (ostracode) Crétacé
- un Orbitolinopsis sp. Barrémien-Sénonien
- Haplophragmoides sp.

Mme A. ARNAUD conclut que "certains échantillons (C<sub>2</sub>-258, C<sub>2</sub>-61) possèdent une faune benthique\* assez pauvre du Crétacé et peut-être même du Crétacé inférieur. Mais elle est usée et recristallisée".

B. FORMATIONS VOLCANIQUES

On peut les subdiviser en deux ensembles:

- l'un acide, au sommet: tuf, ignimbrite, rhyolite calco-alcaline, dellénite, trachyandésite à pyroxène;
- l'autre basique, à la base: basalte vacuolaire spilitisé  
diabase  
basalte à olivine.

---

\* Ce qui confirme notre interprétation paléogéographique.

a) Principaux faciès

Du bas vers le haut :

Le basalte à olivine est une formation fortement mélanocrate, brun foncé verdâtre, à gros cristaux de pyroxène. Il est compact, lourd, frais, résistant à l'érosion et à l'altération superficielle; la patine brun rougeâtre ne dépassant pas une épaisseur de quelques millimètres.

Le diabase est moins mélanocrate (vert foncé) que le basalte à olivine. Les gros cristaux de pyroxène se font rares, même inexistant. Il est très vulnérable à l'érosion et à l'altération superficielle.

Le basalte vacuolaire spilitisé a une teinte plus claire, devenant parfois vert tendre. Les phénocristaux de pyroxène sont souvent altérés en actinote. Ces roches peuvent contenir des enclaves de basalte frais. Elles sont très vulnérables à l'érosion et à l'altération superficielle.

Les trachyandésites sont légèrement leucocrates, d'une teinte vert brunâtre. Ils sont vulnérables à l'érosion et à l'altération superficielle.

Les rhyolites sont des roches fortement leucocrates, à phénocristaux de feldspaths. Elles sont souvent accompagnées de projections volcaniques. Leur résistance à l'érosion et à l'altération superficielle est très faible.

Les tufs sont blancs, relativement compacts, d'aspect crayeux. Ils sont vulnérables à l'érosion.

Les ignimbrites sont d'une teinte vert clair et beaucoup plus compactes que les tufs. Leur structure fluidale n'est pas visible à l'oeil. Elles peuvent être à grain fin ou grossier.

b) Répartition géographique

Du Sud vers le Nord :

Le premier affleurement de basalte à olivine se situe au Sud du mont Kirtilkaya. Le deuxième petit affleurement est à 1 250 m à ESE de l'alpage de Susuz. L'affleurement le plus important est situé entre le mont Çileklitaş et l'alpage de Güzelek.

L'affleurement de diabase le plus intéressant forme une bande de 3 km de large environ, orienté NNW-SSE, du mont Yokuşbaşı jusqu'au mont Kirtilkaya. Il disparaît vers l'Ouest sous les formations sédimentaires et pyroclastiques, vers l'Est sous les coulées de trachyandésite et de rhyolite (s.l.), pour réapparaître aux environs de la localité de Uzunbacak. Un petit affleurement, à l'endroit où le

ruisseau de Kabalak en rejoint un autre descendant de l'Ouest, montre bien que sous les coulées acides existe un substratum basaltique.

Le basalte vacuolaire spilitisé forme une mince bande qui suit le littoral de la mer du Crétacé. Un premier petit affleurement se trouve à 2,5 km au Nord Ouest de Çambaşı. Un autre affleurement débute à l'Ouest de l'alpage de Yenioba, monte vers le Nord jusqu'au Nord Ouest du mont Yokuşbaşı où il fait un coude pour s'orienter vers l'Ouest sur une distance approximative de 4,5 km. Ensuite, il reprend de nouveau une direction sud et descend jusqu'à l'Est du hameau de Güde.

Les trachyandésites affleurent sur le côté est de la moitié septentrionale de la carte, sur une étendue contenant les monts Çakil, Duduyalakbaşı, Eğribel, Kizalan, Hamzabey, les alpages de Beşiktaş et de Kizalan. Le trachyandésite à pyroxène se situe plus particulièrement aux environs immédiats de l'alpage de Kizalan. Un petit affleurement de trachyandésite est également observé à l'Est du lieu-dit Terekkaya, au Nord du ruisseau d'Armutkolu.

Les rhyolites (s.l.) s'étendent sur une surface allongée nord-sud, de l'alpage de Çambaşı au Sud, jusqu'au mont Yokuşbaşı, remplissant une dépression marine en bordure et au fond de laquelle nous avons observé quelques formations sédimentaires fossilifères. Nous avons observé deux petits affleurements de rhyolite calco-alcaline à amphibole : l'un, aux environs de l'alpage de Karlidere, l'autre au Nord Est de l'alpage d'Arpalik, à la base des sédiments tertiaires.

Les tufs affleurent dans la dépression de Güde, aux monts Yokuşbaşı et Dikilisirik. On en rencontre vers la localité de Uzunbacak.

Les ignimbrites constituent la dernière formation volcanique dans la dépression de Güde.

C. MODE DE GISEMENT

a) Mode de mise en place des basaltes

Les basaltes se mettent en place sous forme de coulées et non de sills qui s'encastrent entre deux couches sédimentaires. S'il s'agissait de sills on aurait dû voir un métamorphisme de contact s'exprimant par deux lisérés blancs (ou adinole) à la base et au sommet de la coulée (fig. 2). L'affleurement (fig. 3)

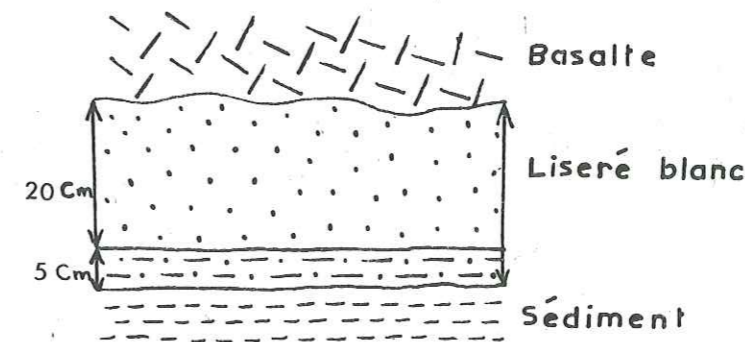
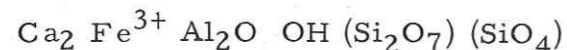


Figure 2 : liséré blanc d'adinole.

nous offre de bonnes conditions d'observation et montre un liséré blanc qui n'existe qu'à la base de la coulée supérieure et à l'une des coulées inférieures. Il est formé de 20 cm de sédiment blanc très fin, très friable et d'un petit banc de 5 cm jaune verdâtre plus compact. C'est dans ce petit banc que nous avons recueilli l'échantillon S-2 (fig. 3) qui montre sous le microscope : 98 % environ d'épidote, 2 % d'une partie argileuse. Les caractères optiques de l'épidote sont :

$N_p = 1,726 \pm 0,001$ ,  $N_g = 1,752 \pm 0,001$ ,  $N_g - N_p = 0,026$ ,  $2V_x = 54^\circ - 86^\circ \pm 2^\circ$ .

Aussi bien les raies caractéristiques (diffractogramme R. X.) que les données optiques, nous permettent de déterminer une pistachite dont la formule chimique est :



Elle nous permet de calculer le pourcentage en poids de Ca nécessaire à sa formation et celui-ci est de 16,5 %. La quantité de Ca déterminée au calcimètre Bernard, dans la même roche sédimentaire non métamorphisée est de 0,12 %. Ceci nous conduit à la même conclusion que H. LOUBAT (1968) : ces sédiments à eux seuls ne peuvent engendrer de la pistachite sous l'effet du métamorphisme de contact ; un apport de Ca est nécessaire.

Les coulées basaltiques ne présentent que rarement une texture prismatique. Nous l'avons observée au Sud Est de l'alpage de Susuz, où les prismes verticaux sont légèrement tordus en "S". Ils s'élargissent vers la surface de la coulée et s'amincissent vers le bed-rock où ils sont intimement liés les uns aux autres et leur forme devient peu nette (photog. 2). Cette allure est due à la force de frottement à la base et à une vitesse d'écoulement plus grande au sommet de la coulée. Ceci prouve que la formation des prismes se fait avant que la lave soit complètement figée.

b) Succession des différentes formations dans le temps et dans l'espace

Quelques coupes géologiques (Pl. V) permettent de la préciser. On voit de bas en haut :

1. A la verticale de l'alpage de Martalani :

- basalte à olivine
- coulées diabasiques et spilitiques se succèdent avec intercalations de sédiments détritiques,
- au-dessus viennent les coulées de trachyandésite, émises probablement par un volcan qui se trouve à l'Est, en dehors de notre carte,
- au-delà on a des coulées de dellénite et de rhyolite calco-alcaline.

Conclusion : les coulées basaltiques, accompagnées de projections, comblaient progressivement la dépression marine provoquant le retrait du rivage (fig. 3).

Pl. V

CRÉTA CE

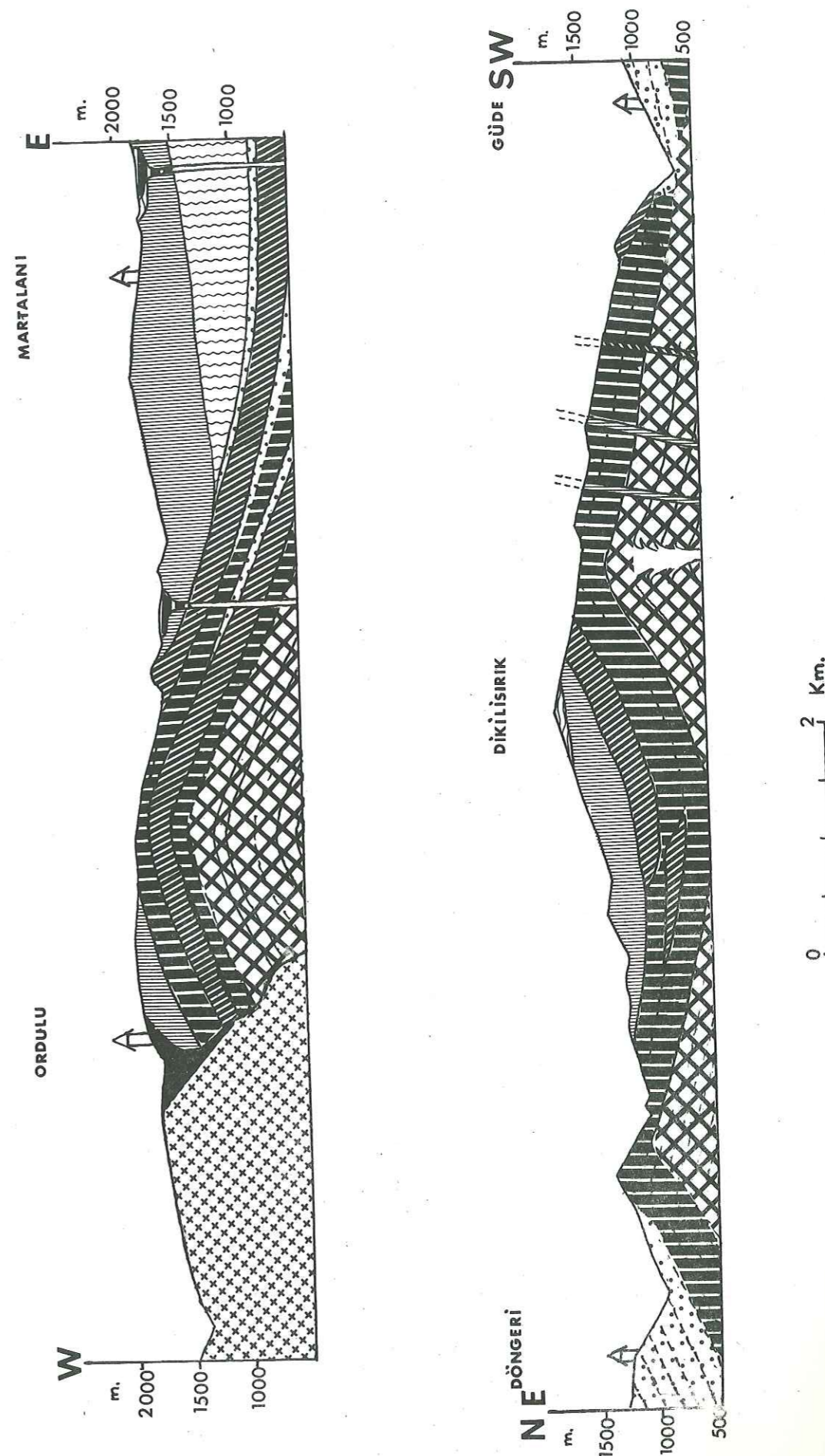
SERIE

LA

COUPES

DANS

LA



Il est apparu alors un relief allongé, émergé, orienté NNW-SSE.

Quant à l'âge de ces vulcanites, le basalte à olivine serait au plus d'âge crétacé inférieur et peut-être les premières émissions ont débuté bien avant. Il est indubitable que les diabases et les "spilites" datent du Crétacé inférieur comme le montre la découverte de microfaune marine du Crétacé inférieur dans les sédiments intercalés. L'âge des trachyandésites et des rhyolites n'est pas connu car on n'observe aucune intercalation sédimentaire permettant de les dater. Néanmoins, il nous est possible de dire qu'ils se sont mis en place dans un intervalle de temps allant de la base du Crétacé supérieur au sommet de l'Yprésien.

2. A la verticale de l'alpage de Susuz :

basalte à olivine,  
coulées de "spilite" et de diabase qui alternent.  
Les formations acides n'existent plus car on se trouve ici sur un haut point et l'érosion les a décapées.

3. A la verticale du mont Dikilisirik :

basalte à olivine,  
diabase,  
basalte vacuolaire spilitisé,  
rhyolite,  
tuf rhyolitique.

Peut-être ici aussi des coulées d'une épaisseur de 2-3 m, de diabase et de "spilite" se succèdent, mais il n'y a aucun affleurement pouvant le confirmer.

4. Aux environs du hameau de Döngeri :

basalte à olivine,  
diabase,  
sédiments détritiques gréseux qui ont fourni la même microfaune que les précédents permettant une datation.  
L'enrichissement en grains de quartz de ces sédiments est peut-être dû à la mise en place d'une roche-mère acide.

5. Dans la dépression de Güde on observe une série de formations différentes sur les rives gauche et droite du ruisseau (Pl. VI)

En rive droite :  
basalte à olivine,  
diabase,  
sédiments détritiques (granoclassement),

ignimbrite,  
sédiments schisteux (détritiques à grain très fin),  
sédiments détritiques,  
sédiments détritiques à grain fin,  
tuf avec intercalation de petits lits siliceux et schisteux.

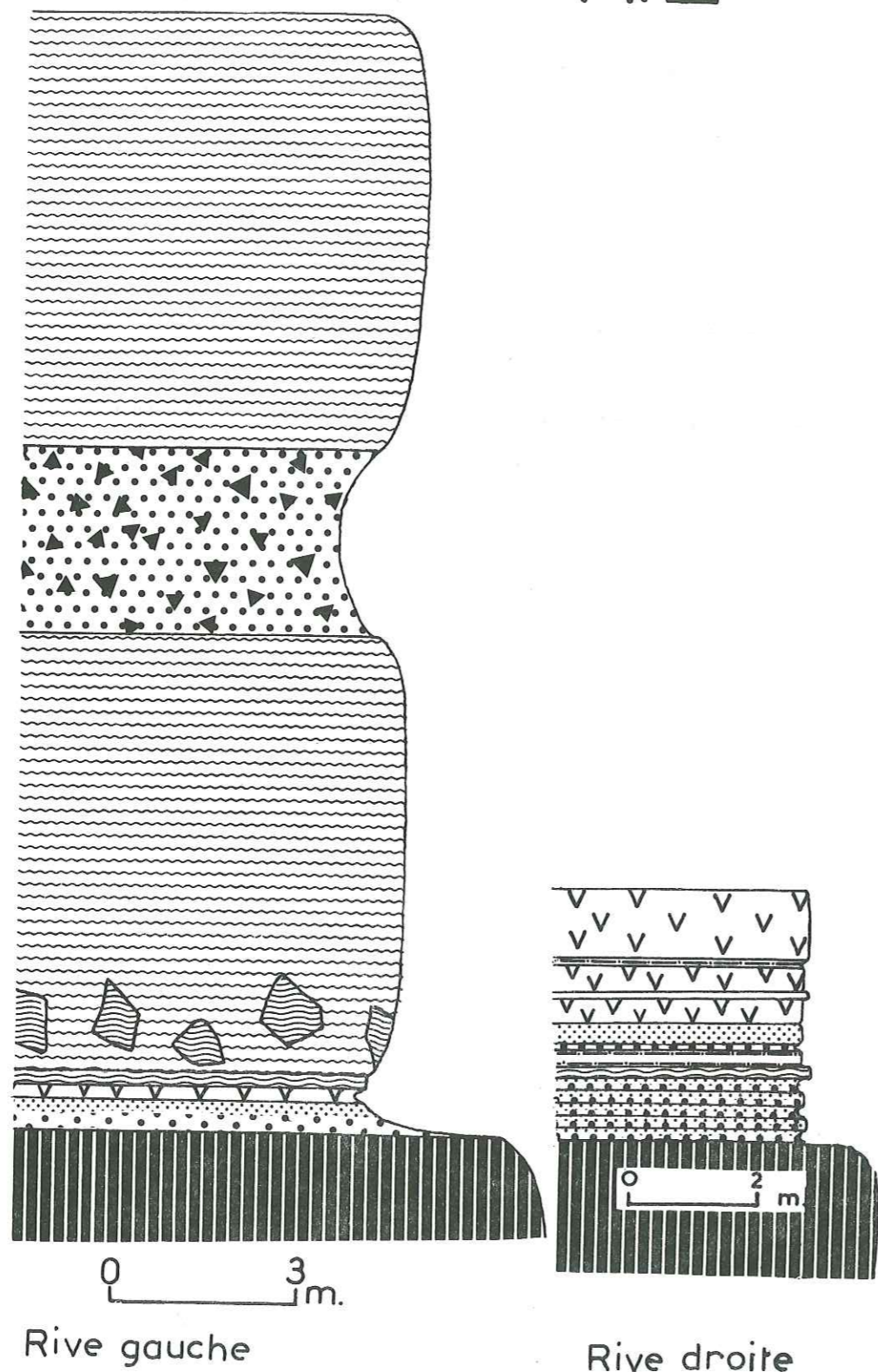
En rive gauche :

basalte à olivine,  
diabase,  
sédiments détritiques (granoclassement),  
tuf rhyolitique,  
ignimbrite à grain fin,  
ignimbrite à grain grossier avec intercalation de brèche volcanique.

Conclusion : sur la rive gauche l'épaisseur des ignimbrites augmente considérablement, celle des tufs et des sédiments diminue.



Photo. 2 : texture prismatique en forme "S" dans la formation basaltique de la région de Kabalak.

II. ETUDE PETROGRAPHIQUE DES ROCHES VOLCANIQUESA. BASALTES (s.l.)a) Basaltes-1. Coulées

1.1. Aspect macroscopique : A l'oeil on distingue deux types de phénocristaux de pyroxène : les uns vert clair, les autres vert très foncé. Ils sont zonés et peuvent atteindre 1,5 cm de longueur.

1.2. Etude microscopique : (éch. C2-143). La roche est composée de phénocristaux en général automorphes et toujours zonés (35 % du volume total) et de pâte vitreuse parsemée de petits cristaux de minéraux colorés.

Composition minéralogique :

augite aegyrienne	apatite
diopside	calcite
plagioclase	chlorite

- Augite aegyrienne : phénocristaux vert clair subordonnés en quantité (12 % du volume), automorphes. Ils ne sont que légèrement corrodés par la pâte et altérés. La zonation n'est développée qu'à la périphérie des cristaux sur une épaisseur très faible. On observe un début d'altération en chlorite disposée en rosette. Le centre des cristaux est incolore, la bordure est légèrement teintée en vert clair. Pas de pléochroïsme,

Nous avons effectué des mesures d'indices de réfraction, après un tri des minéraux, et obtenu :

$$N_p = 1,681 \quad N_g - N_p = 0,031$$

$$N_g = 1,712$$

$$m \wedge m = 87^\circ$$

$$2 V_Z = 64^\circ - 68^\circ$$

$$2 V_Z = 70^\circ$$

$$X \wedge c = 48^\circ \text{ Centre}$$

$$X \wedge c = 46^\circ \text{ Bordure}$$

Un diffractogramme<sup>RX</sup> a donné toutes les raies de l'augite.

Les propriétés optiques permettent de déterminer une augite légèrement aegyrienne, la proportion d'aegyrienne atteignant 10 mol % à la périphérie (partie zonée) et 5-6 mol % au centre des cristaux. Cette tendance sodique est



en corrélation avec l'évolution spilitique des basaltes, comme nous verrons plus loin.

- Diopside : phénocristaux vert foncé en quantité plus importante (23 % du volume total).

Les cristaux, automorphes ou subidiomorphes ont une teinte variable : incolore (au centre) à vert très clair (en bordure), à l'intérieur d'un même cristal et d'une manière quelconque (photog. 3). Ils sont fortement fracturés et corrodés par la pâte. L'altération en chlorite (ou serpentine) est beaucoup plus importante que dans le cas des augites.

Après le tri des minéraux, nous avons fait des mesures d'indices :

$$\begin{array}{ll} N_p = 1,689 - 1,692 & N_g - N_p = 0,027 - 0,030 \\ N_g = 1,719 & \end{array}$$

$$\begin{array}{ll} 2 V_Z = 58^\circ - 60^\circ & \text{Centre} \\ 2 V_Z = 60^\circ - 65^\circ & \text{Bordure} \end{array}$$

Nous avons effectué également un diffractogramme RX et obtenu les raies du diopside.

Selon les courbes données par P. C. ZWAAN (1965) sur les pyroxènes, la différence d'écartement de certains plans tels que (220-221) et (131-221), serait fonction linéaire de la composition chimique. Pour les minéraux que nous avons :

$$\begin{array}{ll} (220-221) = 0,2348 & \text{Å} \\ (131-221) = 0,0479 & \text{Å} \end{array}$$

En comparant les résultats obtenus nous pouvons affirmer qu'il s'agit d'un diopside hédénbergitique à 31-36 mol % d'hédénbergite. La partie externe des cristaux étant plus hédénbergitique que le centre.

Il ressort de l'étude de ces deux pyroxènes que les cristaux les premiers formés dans le bain magmatique sont plus magnésiens que ferrifères.

- Plagioclase : quelques rares cristaux très altérés.

- La pâte : elle est de teinte brun jaunâtre avec une proportion importante de verre, piquetée d'innombrables petits granules de magnétite. On y observe des microcristaux de pyroxène, quelques rares microlites de plagioclase méconnaissables et de l'apatite. Des bulles de 1 mm de rayon remplies au centre par de la calcite et au pourtour par de la chlorite disposée en rosette, sont à signaler.

C'est une lave à structure porphyrique vitreuse.

Photog. 3 : Cristal de diopside hédénbergitique zoné, dans une pâte vitreuse. Ech. C<sub>2</sub>-255 L P X 50

Photog. 4 : Dyke basaltique à l'Ouest de Çambaşı. Remarquez la texture prismatique horizontale.

1.3. Etude pétrochimique

Analyse n° 1 basalte à olivine, éch. G 39 C2-143  
 analyste : B. USELLE (juin 1970)

ANALYSE n° 1		% DES MINERAUX VIRTUELS		PARAMETRES CIPW-LACROIX		PARAMETRES DE NIGGLI	
SiO <sub>2</sub>	45,80	Q	-	p	III	Si	95,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,70	Or	15,01	q	5'	al	16,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,15	Ab	2,10	r	4	fm	47,4
FeO	5,25	An	24,74	s	(2)3	c	30,2
MnO	0,20	Pyr	33,07	h	(1)2	alc	5,6
MgO	10,20	Ol	10,52	k	2	k	0,6
CaO	13,55	Néph	3,98	l	2'	mg	0,7
Na <sub>2</sub> O	1,10	Ilm	1,22	m	2	ti	1
K <sub>2</sub> O	2,55	Mag	6,03				
TiO <sub>2</sub>	0,60	Ap	0,34				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	Cor	-				
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,95	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,95				
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,35	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,35				
Total	100,60	Total	100,31				

Le paramètre q = 5' montre que c'est un basalte à olivine légèrement sous-saturé, à néphéline virtuelle. La valeur du paramètre s = (2)3 est nettement inférieure à celle d'un basalte à olivine normal donc cette roche est très riche en potasse. Il s'agit d'un basalte basanitoïde riche en potasse.

2. Dykes basaltiques

Dans la région il existe un très grand nombre de dykes ; sur la carte ne sont représentés que les plus importants.

2.1. Aspect macroscopique : Les dykes sont formés par une roche microlitique fortement mélanocrate, très compacte à cassure presque conchoïdale. Elle scintille à la lumière mais aucun cristal n'est visible à l'oeil. La patine est brun rougeâtre. Etant résistants à l'érosion, les dykes se présentent toujours en relief même quand il y a une couverture végétale non négligeable (photog. 4).

2.2. Etude microscopique :

Composition minéralogique :

plagioclase  
 augite  
 oxyhornblende  
 minéraux opaques (magnétite).

La roche est essentiellement formée de microlites de plagioclases (0,1-0,2 mm) et de microcristaux de minéraux ferro-magnésiens (0,3-0,5 mm). Il y a une importante quantité de verre. Les petits granules d'oxyde de fer (magnétite) sont très abondants et assombrissent la roche.

- Plagioclases : limpides, allongés. Il s'agit d'un labrador (An 57-66).

- Minéraux colorés : on arrive à reconnaître de l'oxyhornblende entourée d'une bordure d'oxyde de fer, avec un très léger pléochroïsme (Ng = brun jaunâtre, Np = incolore) et de l'augite.

Il s'agit d'une roche à structure microlitique, fortement hyalopilitique.

b) Diabases

Ils sont très abondants dans toute la région d'étude et s'étendent sur de grandes surfaces.

1. Aspect macroscopique : ce sont des roches de type basaltique, relativement lourdes, souvent aphanitiques, montrant parfois quelques phénocristaux de pyroxène visibles à l'oeil.

Il s'agit de roches très vulnérables se fragmentant facilement en petits cailloutis ou s'altérant couramment en grosses boules.

Dans ces diabases, certains bancs et enclaves présentent une texture amygdalaire caractéristique, surtout, des formations spilitiques.

2. Etude microscopique :

Composition minéralogique :

pyroxène  
 plagioclase  
 minéraux opaques (magnétite).

- Pyroxène : La proportion volumétrique des clinopyroxènes exprimés est de 8 à 10 % contre 35 % dans les basaltes frais.

Dans ces diabases la proportion d'augite megyrinique est bien moindre que celle des basaltes frais, la plus grande partie des pyroxènes étant formée par le diopside hédénbergitique.

Ils sont automorphes à subidimorphes et la corrosion par la pâte est plus ou moins poussée selon les cristaux et les lames minces. On observe toujours des clivages (m) suborthogonaux caractéristiques, et un début de chloritisation (ou serpentinitisation). Ces cristaux présentent une zonation, surtout à la périphérie où l'on observe une coloration en vert clair.

- Plagioclases : la particularité qui distingue ces diabases des basaltes précédents est l'abondance des plagioclases aussi bien parmi les phénocristaux que dans la pâte.

Les phénocristaux, xénomorphes et complètement altérés, sont souvent maclés albite-ala, albite, et manebach. La proportion en anorthite varie de 40 à 75 mol %, c'est-à-dire de l'andésine à la bytownite avec une prépondérance du labrador.

- La pâte est brun roussâtre, formée d'une faible proportion de verre confiné dans les interstices entre les microlites de plagioclases de tailles variables (de 0,1 à 1 mm) et parsemée d'une grande quantité de granules d'oxydes opaques. Dans certaines lames minces (C<sub>2</sub>-187) et lorsque la taille des microlites est assez grande, nous les observons sous un habitus ondulé : ils étaient donc à l'état non compact, dans une lave encore visqueuse. De façon classique ces microlites ont une proportion moléculaire d'anorthite moins élevée (An 20-35 mol que celle des phénocristaux.

Il s'agit d'un diabase à structure porphyrique vitreuse ou intersertale selon l'échantillon.

### 3. Etude pétrochimique

Analyse n° 2            diabase, éch. G 39 C2-265  
analyste : F. KELLER (mai 1970)

Analyse n° 3            diabase, éch. G 39 C2-72  
analyste : F. KELLER (mai 1970).

ANALYSE n° 2		ANALYSE n° 3		% DES MINERAUX VIRTUELS			
				n° 2		n° 3	
SiO <sub>2</sub>	50,35	SiO <sub>2</sub>	51,60	Q	1,02	Q	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,25	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,80	Or	13,90	Or	20,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,85	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,40	Ab	30,39	Ab	31,96
FeO	4,45	FeO	4,15	An	23,91	An	18,35
MnO	0,20	MnO	0,15	Pyr	11,27	Pyr	9,05
MgO	5,05	MgO	5,40	Ol	7,51	Ol	8,63
CaO	8,00	CaO	6,35	Néph	-	Néph	0,57
Na <sub>2</sub> O	3,60	Na <sub>2</sub> O	3,90	Ilm	1,37	Ilm	1,21
K <sub>2</sub> O	2,35	K <sub>2</sub> O	3,35	Mag	6,96	Mag	6,50
TiO <sub>2</sub>	0,70	TiO <sub>2</sub>	0,60	Ap	0,67	Ap	0,67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,00	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,05
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,00	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,05	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20				
Total	100,30	Total	99,20	Total	100,20	Total	99,21

n° 2				n° 3			
PARAMETRES CIPW-LACROIX		PARAMETRES DE NIGGLI		PARAMETRES CIPW-LACROIX		PARAMETRES DE NIGGLI	
p	II	si	130,4	p	II	si	137,3
q	5	al	26,2	q	5	al	26,3
r	3	fm	38,5	r	(2)3	fm	39,7
s	4	c	22,2	s	(3)4	c	18
h	2	alc	12,9	h	2	alc	15,8
k	(2)3	k	0,3	k	3	k	0,4
l	2	mg	0,5	l	'2	mg	0,5
m	2'	ti	1,4	m	2	ti	1,3

La composition chimique de ces deux roches est presque identique à l'exception de CaO et de K<sub>2</sub>O dont les proportions varient nettement.

Il convient de comparer ces diabases avec le basalte à olivine étudié précédemment :

Diabase (moyenne des 2 analyses)		Basalte à olivine			
SiO <sub>2</sub>	50,97	SiO <sub>2</sub>	45,80	+	5,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,02	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,70	+	3,32
MgO	5,22	MgO	10,20	-	4,98
CaO	7,17	CaO	13,55	-	6,38
Na <sub>2</sub> O	3,75	Na <sub>2</sub> O	1,10	+	2,65

On constate donc, pour les diabases, un enrichissement en SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O et un appauvrissement en MgO et CaO. Ce qui se traduit au niveau de la composition virtuelle des diabases, par l'augmentation importante d'albite et la diminution du pyroxène, de l'olivine et de l'anorthite. La diminution des minéraux colorés fait passer le paramètre p de III (pour les basaltes à olivine) à II (pour les diabases). L'augmentation d'albite virtuelle montre une évolution de type spilitique.

Nous pouvons affirmer que ces diabases dérivent bien du basalte à olivine et nous pensons que l'eau est l'agent responsable de ces modifications. Nous reviendrons sur ce sujet, plus loin, dans le chapitre du processus de spilitisation des basaltes.

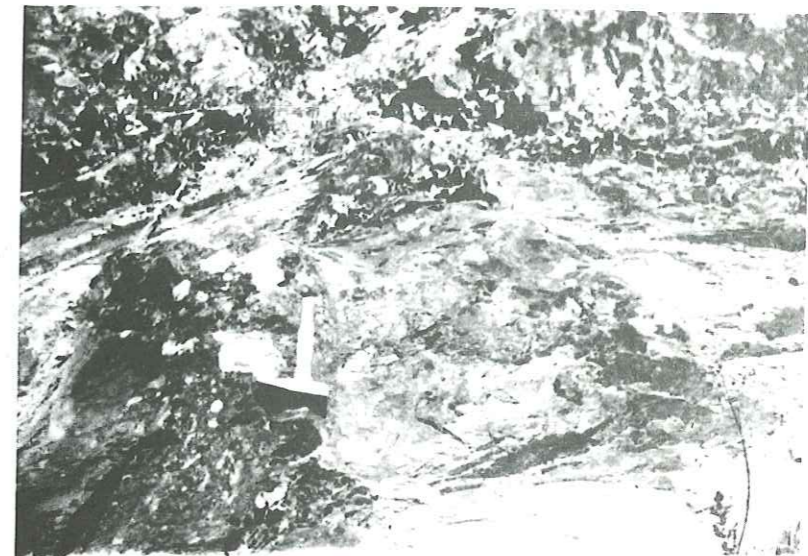
### c) Basaltes vacuolaires spilitisés

1. Aspect macroscopique : ces roches contiennent souvent des enclaves de basalte frais, de taille variable, plus compactes et plus résistantes à l'érosion que l'encaissant spilitique (photog. 5). Les mêmes remarques sont valables à l'échelle de la lame mince (photog. 6).

Les basaltes vacuolaires, comme les diabases, <sup>ne</sup> sont en fait qu'un faciès de transformation des basaltes. Ils ont une teinte brun verdâtre qui peut s'éclaircir et devenir vert clair. Ce changement de teinte est accompagné d'une variation de la densité:

basalte frais    d = 2,84 g/cm<sup>3</sup>  
 "spilite"        d = 2,73 g/cm<sup>3</sup>

Photog. 5 : enclave de basalte à olivine frais plus résistante à l'érosion que l'encaissant spilitique, à l'Ouest de Döngeri.



Photog. 6 : enclave de basalte à olivine frais dans une roche spilitique. Ech. C<sub>2</sub>-142 (L. P.). X50



La roche contient souvent une très grande quantité de bulles remplies de divers minéraux (cf. plus loin), de plusieurs centimètres de long et correspond au "mandelstein" des auteurs allemands. Ces bulles facilitent la reconnaissance de ces roches. Elles peuvent être très petites ; la roche est alors parsemée de petites taches blanches de la taille d'une tête d'épingle.

S'il n'y a aucune bulle visible à l'oeil, l'altération en actinote fibreuse des pyroxènes, peut-être même des olivines, peut nous faire soupçonner le caractère spilitique de la formation.

2. Etude microscopique : étant donné que nous avons décrit précédemment les minéraux constitutifs des basaltes, il suffit d'étudier ici les minéraux hydrothermaux caractéristiques.

2.1. Minéraux hydrothermaux

Quartz  
Calcite

- Albite : elle peut cristalliser dans un milieu riche en Na, Si, Al, sous forme de microlites non maclés, frais, nageant dans une matrice chloritique (photog. 7), soit provenir de la saussuritisation des plagioclases calciques.

- Chlorite : elle a une teinte vert pomme brillant et légèrement pléochroïque dans les tons verts à jaune verdâtre, les propriétés optiques varient très peu d'une roche à l'autre. Nous avons mesuré son indice moyen :  
Nm = 1,586      Ng-Np = 0,006-0,007

Selon la courbe de TRÖGER (1959) il s'agirait d'un clinochlore, chlorite magnésienne qui se forme entre 600° - 650°C sous des pressions d'eau très faibles (d'après FAWCETT et YODER, 1966).

- Actinote : c'est un minéral en très fines fibres d'un blanc légèrement verdâtre. A l'affleurement, on l'observe très bien et son emplacement se traduit souvent par une cavité après altération et lessivage du minéral.

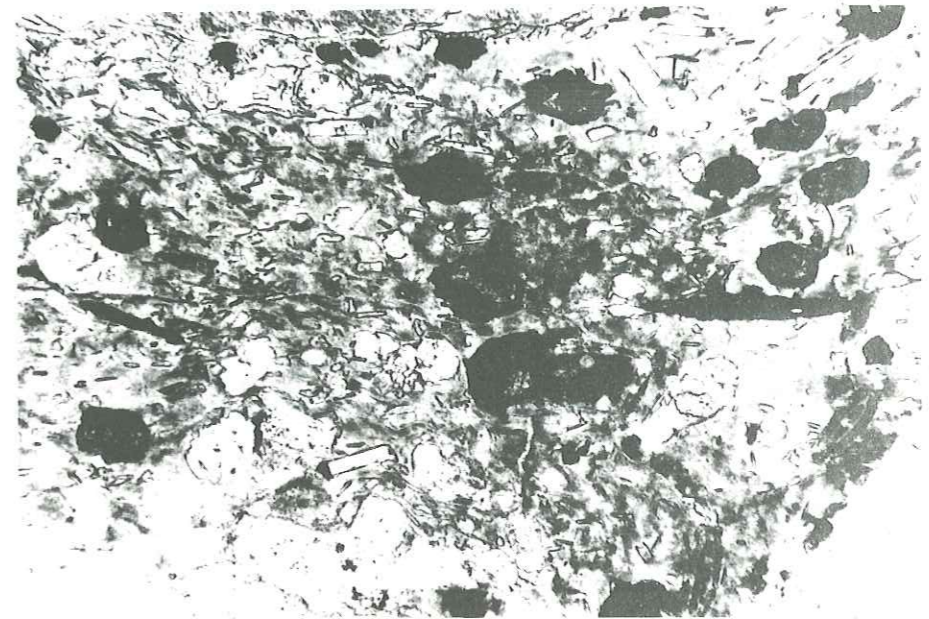
En L.N., nette coloration verte et pléochroïsme (Ng = vert, Np = incolore)

Z  $\wedge$  c = de 12 à 18°, avec un maximum de fréquence à 16°  
Ng = 1,640 - 1,642      Ng-Np = 0,021 - 0,022  
Np = 1,619 - 1,620

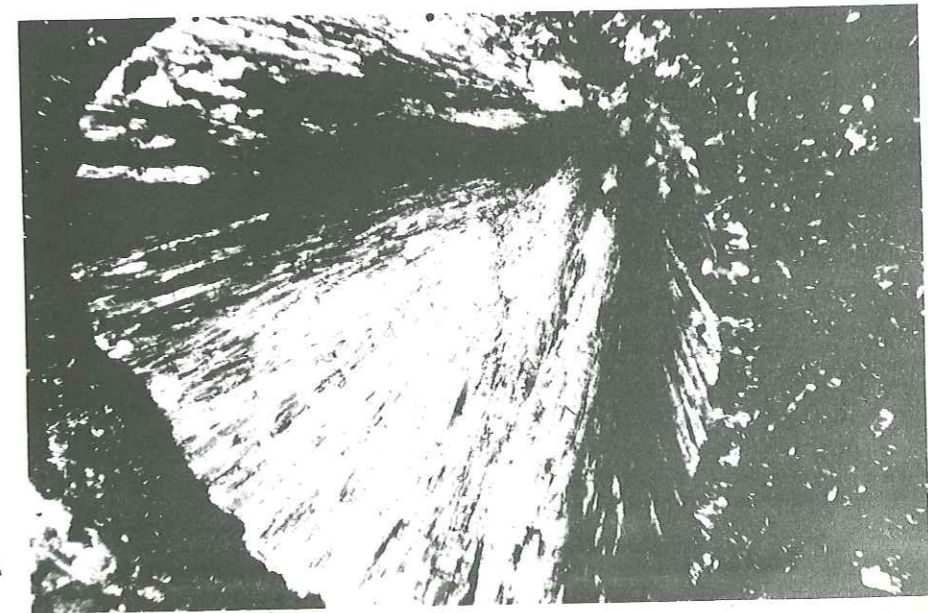
2 V<sub>X</sub> = 80° - 82°

Selon la courbe de TRÖGER (1959) il s'agirait d'actinote ferrifère à 20 mol % de Ca<sub>2</sub>Fe<sub>5</sub>.

Photog. 7 : microlites d'albite nageant dans une matrice chloritique.  
Ech. C<sub>2</sub> - 142 LN      x 143

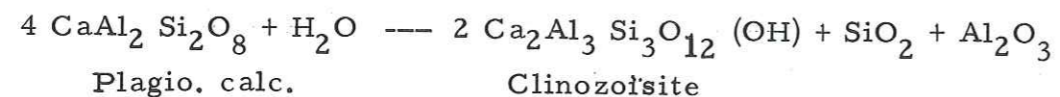


Photog. 8 : bulle d'épidote dont les cristaux allongés croissent de façon radiale à partir de l'orifice par où s'est fait l'apport hydrothermal.  
Ech. C<sub>2</sub> - 11 LP      x 50



En effectuant ces mesures d'indices nous avons remarqué que certaines fibres ont un pléochroïsme différent (Ng = vert, Np = rouge brique) ; ceci traduit probablement une différence de composition chimique des fibres et provoque l'étalement des valeurs mesurées.

- Epidote : les épidotes proviennent de la saussuritisation des plagioclases calciques, et de l'altération des pyroxènes :



Elles sont nettement colorées et pléochroïques (Ng = jaune citron, Np = incolore).

Les caractéristiques optiques et plus particulièrement les valeurs de l'angle  $2 V_X$  ( $72^\circ - 88^\circ$ ) montrent un passage progressif de la pistacite à la clinozoïsite.

### 2.2. Etude pétrographique des bulles

Elles sont soit en amande soit de forme plus ou moins amiboïde pouvant atteindre plusieurs centimètres de longueur. Ces bulles ne sont remplies que par des minéraux hydrothermaux dont l'apport peut se faire par un seul ou plusieurs orifices (photog. 8).

Les bulles peuvent contenir différents minéraux :

- les unes sont uniquement remplies de chlorite ; le pourtour est souligné par la pennine, le centre ne contenant que du clinocllore (photog. 9 et 10) ;
- les autres sont entièrement remplies d'épidote, mais aussi parfois d'épidote et de quartz (photog. 11), ce dernier est alors parsemé de fibres d'actinote en écheveaux de grande taille (légère coloration et pléochroïsme dans les tons verts, relief moyennement élevé :  $Z \wedge c = 14^\circ \pm 2^\circ$ ).

Outre les minéraux précédents on peut trouver dans les bulles : calcite seule ; épidote, calcite (photog. 12) ; épidote, calcite, quartz. Dans tous les cas l'épidote est le premier minéral formé, le quartz et la calcite remplissant postérieurement le reste.

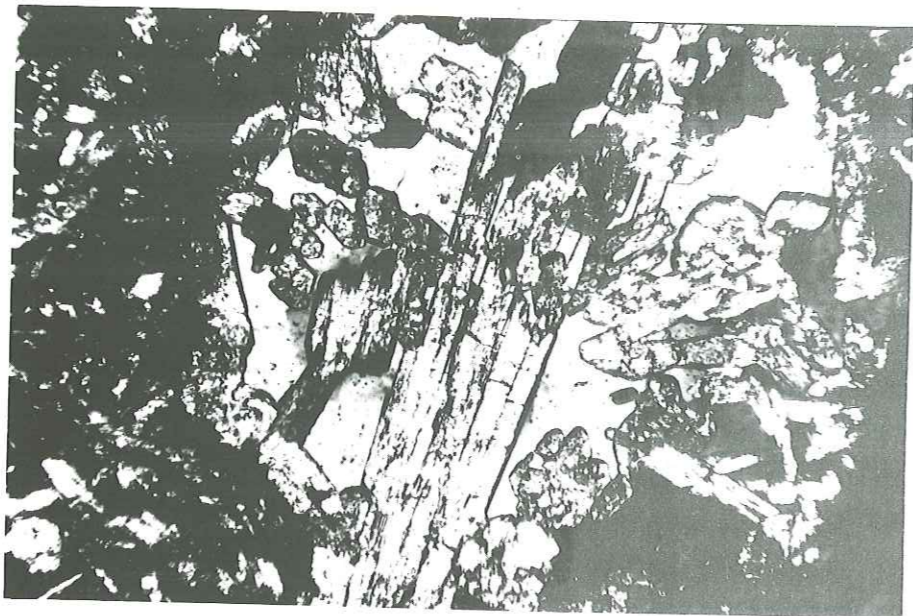
### 2.3. Altération des phénocristaux

- Pyroxènes : la pseudomorphose par la calcite et le quartz, la chloritisation (ou bastitisation), l'épidotisation, l'actinotisation s'observent d'une façon courante dans les pyroxènes.

Photog. 9 : le quartz remplit fréquemment certaines bulles montrant parfois une structure en oeil de chat ; chlorite au centre, quartz en bordure.  
Ech. C<sub>2</sub> - 42 LP x50

Photog. 10 : bulles de chlorite formées de clinocllore au centre, de pennine en bordure. On voit au milieu de la photog. un cristal de diopside hédénbergitique ouralitisé en bordure.  
Ech. C<sub>2</sub> - 13 LN x50

Photog. 11 : bulle remplie d'épidote et de quartz.  
Ech. C<sub>2</sub> - 7a LP x 143



Photog. 12 : bulle remplie d'épidote et de calcite.  
Ech. C<sub>2</sub> - 7a LP x 50



Nous pouvons dire sans équivoque que lorsque les pyroxènes sont actinotisés, ils sont également épidotisés et remplacés partiellement par du quartz (photog. 13) sans aucun développement de chlorite.

L'actinotisation serait antérieure aux autres types d'altération et localisée souvent sur tout le pourtour du cristal plus ou moins profondément et parfois remplaçant complètement le pyroxène. Dans le cas où l'actinote, après sa formation, est soumise à un lessivage, il apparaît du quartz (photog. 14). On observe même le passage très progressif entre les deux minéraux : les fibres d'actinote se prolongent à l'intérieur du quartz et leur quantité diminue de plus en plus vers ce dernier. Cette silicification commence constamment par le centre du cristal et atteint rarement la bordure.

Par contre la chloritisation va de pair avec la décalcification, la première étant généralement antérieure à la seconde (photog. 15).

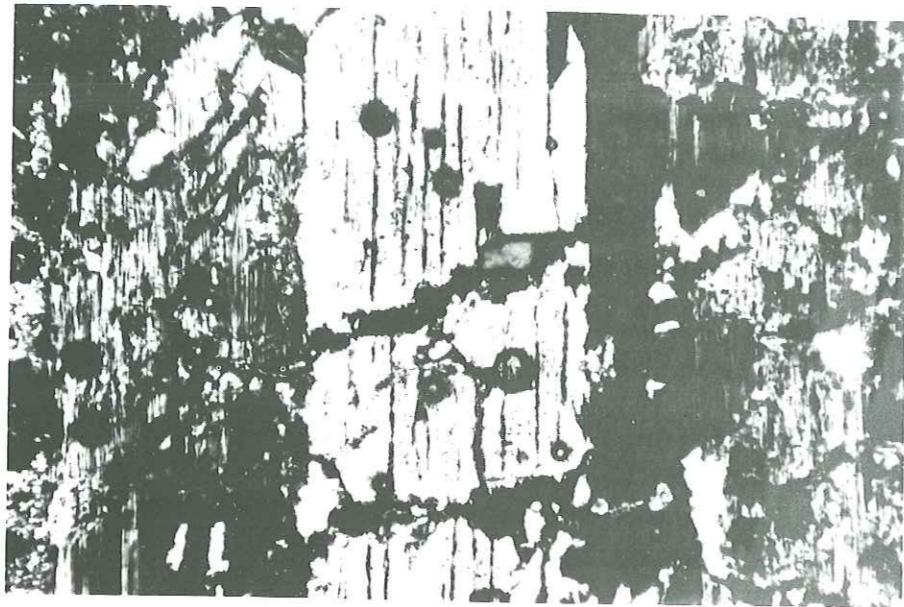
Il semble que ces deux types d'altération bien distincts et observés dans des roches éloignées soient dûs aux conditions chimiques du milieu. La stabilité du pyroxène serait conditionnée, en particulier, par la teneur du milieu en silicium. Trop de silicium entraînant une trémolitisation du pyroxène, pas assez, une chloritisation (d'après A. NICOLAS, 1966, p. 101).

Nous avons ainsi une certaine idée du chimisme du milieu ; ceci nous permettra d'ébaucher les conditions physiques (surtout la température) dans lesquelles ces pseudomorphoses se sont développées. L'ambiance de la chloritisation est inconnue (néanmoins nous avons indiqué précédemment que les chlorites magnésiennes se forment entre 600° - 650° C). Mieux connue est l'actinotisation, après les travaux de A. A. LOOMIS (1966) sur les réactions et processus du métamorphisme de contact dans le mont Tallac (Sierra Nevada, U. S. A.). Bien que les deux sujets soient différents par leur contexte, cet auteur montre que l'altération des pyroxènes a été causée par des solutions chaudes tardives émanant du pluton, donc il existe quand même une ressemblance des conditions physico-chimiques. Ses remarques s'accompagnent d'un diagramme (indépendant de la pression) mettant en évidence la variation de température de formation des hornblendes et de l'actinote en fonction du rapport CaO/(Mg, Fe)O. Selon ce diagramme qui n'est d'ailleurs applicable qu'aux roches saturées ou presque saturées en silice, l'actinote se formerait entre 300° à 450° C.

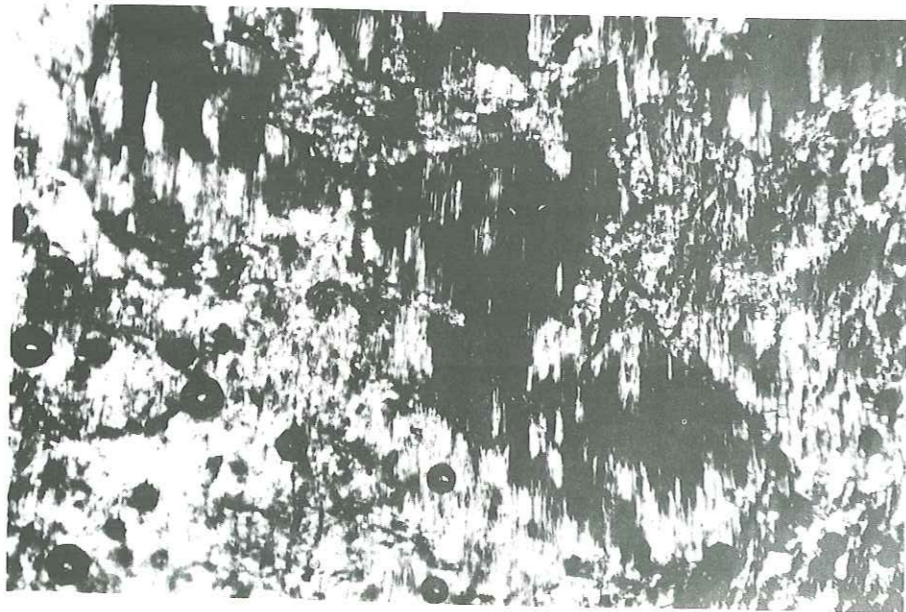
- Plagioclases : le type d'altération le plus courant des plagioclases est la saussuritisation. Ils peuvent s'altérer également en un mélange d'albite et de calcite :

- plagioclase calcique → épidote + albite
- plagioclase calcique → calcite + albite

Photog. 13 : cristal d'augite actinotisé, remplacé en partie par le quartz probablement après un lessivage. Quelques rares cristaux d'épidote (en blanc) parsèment l'actinote.  
Ech. C<sub>2</sub> - 11 LP x 50



Photog. 14 : pyroxène pseudomorphosé en actinote qui est à son tour remplacé partiellement par le quartz.  
Ech. C<sub>2</sub> - 11 LP x 143



Dans certaines lames minces comme celles (C<sub>2</sub> - 142) qui ont subi des changements brusques par une venue "en flot" de chlorite nous avons observé des filonnets (dont la nature est inconnue : albite ou zéolite) traversant les phénocristaux de labrador et de bytownite, accompagnés de la damouritisation de ces derniers (photog. 16).

Les plagioclases sont aussi altérés en petites taches de nature argileuse.

### 3. Etude pétrochimique

Analyse n° 4

"spilite", éch. G39 C<sub>2</sub> - 257  
analyste : B. USELLE (juin 1970).

ANALYSE n° 4		% DES MINERAUX VIRTUELS	
SiO <sub>2</sub>	56,95	Q	14,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,20	Or	16,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,30	Ab	20,96
FeO	3,85	An	19,46
MnO	0,15	Pyr	16,02
MgO	3,50	Ol	-
CaO	6,70	Neph	-
Na <sub>2</sub> O	2,50	Ilm	1,52
K <sub>2</sub> O	2,70	Mag	6,26
TiO <sub>2</sub>	0,80	Ap	0,67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,85
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,85	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,50
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,50		
Total	99,30	Total	99,18

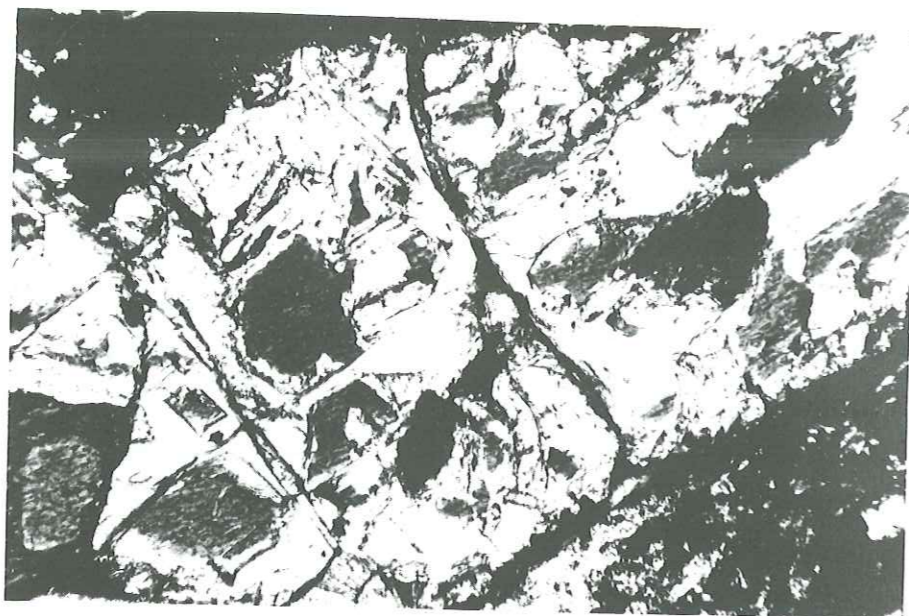
PARAMETRES CIPW-LACROIX		PARAMETRES DE NIGGLI	
p	II	si	181,4
q	4'	al	26,5
r	3	fm	37,2
s	3'	c	22,9
h	2'	alc	13,1
k	1	k	0,4
l	2	mg	0,5
m	(2)3	ti	1,9

Nous allons faire une comparaison pétrochimique de cette roche avec les diabases étudiés précédemment :

- dans cette roche spilitique la proportion des minéraux colorés diminue par rapport à celle des diabases, le rapport  $\frac{C}{B}$  étant égal à 2,49 (éch. C<sub>2</sub> - 265) et 2,69 (éch. - 72) pour les diabases, 2,91 pour cette roche spilitique ;



Photog. 15 : cristal de diopside hédénbergitique pseudomorphosé en calcite.  
Ech. C<sub>2</sub> - 157 LP x 143



Photog. 16 : phénocrystal de labrador traversé par des filonnets d'albite ou de zéolite (?) accompagnés d'une damouritisation.  
Ech. C<sub>2</sub> - 142 LP x 356



- par rapport aux diabases, on remarque aussi une diminution de la quantité de tous les oxydes, à l'exception de SiO<sub>2</sub> qui augmente considérablement ;

- contrairement à ce que nous attendions, il y a également une diminution de la quantité de Na<sub>2</sub>O, de sorte que la roche devient corrélativement plus riche en K<sub>2</sub>O.

L'interprétation de ces résultats sera donnée plus loin dans le chapitre du processus de spilitisation des basaltes.

#### 4. Dykes spilitiques (L. M. C<sub>2</sub>-141)

Ils sont localisés surtout au milieu des épanchements diabasiques et spilitiques de la région étudiée.

4.1. Aspect macroscopique : ces "spilites" sont gris foncé verdâtre, compacts, à patine jaune. On observe sur une section polie des bulles mal individualisées remplies de calcite blanche au centre, rose sur le pourtour. La roche contient également des phénocristaux automorphes de plagioclases gris vert foncé de 2 à 3 mm. Les interstices entre ces minéraux sont remplis de calcite rose en petits filonnets et en plages diffuses. La teinte de la roche peut varier selon l'échantillon considéré.

#### 4.2. Etude microscopique

##### Composition minéralogique :

- plagioclase
- pyroxène
- calcite (
- chlorite ( minéraux d'altération
- séricite (

- Phénocristaux : il s'agit de plagioclases qui sont complètement altérés en séricite, en minéraux de nature argileuse de composition délicate à préciser.

Il y a des cristaux d'augite relativement grands qui sont presque totalement altérés surtout en calcite, plus rarement en chlorite avec quelques résidus intacts.

- Microlites : Ils sont tous de même taille (0,1 mm), et sans orientation. Les microlites non maclés dépassent en nombre ceux maclés Carlsbad. Nous pouvons dire avec certitude qu'ils sont fortement albitiques sinon formés d'albite pure. Les vides entre les microlites sont comblés par de la calcite et de la chlorite.

Roche holocristalline, microlitique porphyrique (= structure lamprophyrique).

4.3. Etude pétrochimique

Analyse n° 5

"spilite", éch. G39 C<sub>2</sub>-99  
 analyste : B. USELLE (juin 1970)

ANALYSE n° 5		% DES MINERAUX VIRTUELS	
SiO <sub>2</sub>	54,35	Q	2,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,80	Or	27,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,05	Ab	25,15
FeO	3,25	An	15,85
MnO	0,15	Pyr	15,89
MgO	3,95	Ol	-
CaO	5,65	Neph	-
Na <sub>2</sub> O	3,00	Ilm	1,22
K <sub>2</sub> O	4,70	Mag	5,80
TiO <sub>2</sub>	0,60	Ap	0,67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,05
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,05	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10		
Total	99,90	Total	99,23

PARAMETRES CIPW-LACROIX		PARAMETRES DE NIGGLI	
p	11	si	165,3
q	5	al	28,2
r	2 (3)	fm	35,4
s	3	c	18,4
h	2	alc	17,8
k	1	k	0,5
l	2	mg	0,5
m	2	ti	1,5

Nous allons comparer ces résultats avec ceux de la roche spilitique d'épanchement étudiée précédemment (analyse 4). L'analyse chimique montre ici :

- une légère diminution de SiO<sub>2</sub>, de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (total) et de CaO. Alors que Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, Na<sub>2</sub>O, ont augmenté très peu. Cependant on note une nette augmentation de K<sub>2</sub>O.

- ces variations quantitatives des oxydes se traduisent dans la norme des dykes spilitiques par une nette diminution du quartz et de l'anorthite virtuels. une augmentation considérable d'albite et surtout d'orthose.

Photog. 17 : dyke spilitique dans la région de Gude.



Cependant cette orthose n'est jamais exprimée minéralogiquement.

Nous pensons que ces dykes ont servi de cheminées aux épanchements spilitiques.

d) Processus de spilitisation des basaltes

- 1. Compilation des données fournies par différents auteurs

De nombreux auteurs ont fourni des données sur ce processus, qu'il convient de rappeler pour une comparaison et déduction.

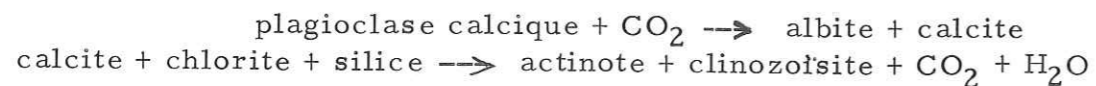
ZAVARICKIJ (1955) fait part dans son livre sur la pétrographie des roches éruptives, des vues de ROSENBUSCH et d'autres auteurs. Pour eux :

"... le plagioclase des spilites est acide, voisin de l'albite, en quoi les spilites diffèrent minéralogiquement des autres roches diabasiques. Il est incontestable que l'albite des spilites n'a pas cristallisé directement à partir du bain,



Pendant l'étude pétrochimique des diabases et après leur comparaison avec le basalte à olivine nous étions arrivés à la conclusion que les diabases sont enrichies en  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  et appauvries en  $\text{MgO}$  et  $\text{CaO}$ . Ces changements quantitatifs en oxydes des diabases sont l'oeuvre de l'intervention de l'eau. En effet, lorsque les conditions physico-chimiques qui règnent dans un basalte, changent par la venue d'eau, les minéraux de haute température (olivines, plagioclases calciques, pyroxènes) sont les plus affectés et s'altèrent en donnant des minéraux hydrothermaux cités à la page 26. On note un appauvrissement en Ca et Mg, car ces éléments peuvent être transportés plus loin par "l'eau", et le Ca remplit les vides d'autres formations sous forme de carbonate ou entre dans la composition de certains minéraux (comme l'épidote du liséré blanc, p. 11). Alors le magnésium entre dans la formation de la chlorite magnésienne que nous avons étudiée à la page 26, laquelle peut imprégner d'autres roches.

Dans des roches imprégnées de chlorite comme les échantillons C<sub>2</sub>-67, C<sub>2</sub>-63 nous observons d'importants dérangements : les minéraux colorés sont complètement altérés, les phénocristaux de plagioclase sont cassés, entraînés pendant l'imprégnation et réduits à un mélange de calcite, séricite, albite. Le passage des plagioclases à la chlorite, se fait alors par l'intermédiaire d'une zone à épidote qui les entoure (photog. 18), formée selon les réactions classiques :



Donc, dans ces roches, la venue de chlorite, qui est le résultat d'une rencontre eau-magma, joue un rôle actif dans le développement d'une paragenèse hydrothermale.

Dans les coulées spilitiques où l'intervention de l'eau est plus poussée :

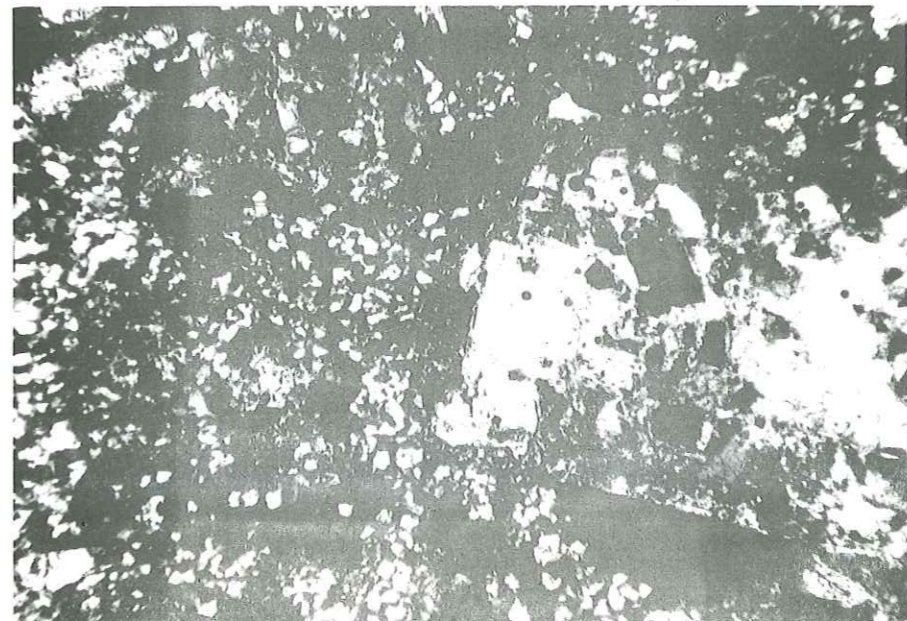
- la somme  $\Sigma$  B continue de diminuer ;
- la diminution de la quantité de  $\text{Na}_2\text{O}$  et l'augmentation de  $\text{SiO}_2$  semble justifier le processus de kaolinisation hydrothermale des feldspaths alcalins.

Il se pose maintenant le problème de la rencontre eau-magma : s'est-elle produite quelque part à l'intérieur de la croûte terrestre ? l'eau de mer intervient-elle dans le processus de spilitisation après l'épanchement des laves ? Pour répondre à ces questions il convient tout d'abord de jeter un coup d'oeil sur la carte (Pl. III) et les coupes géologiques (Pl. V). Le basalte frais affleure au sommet du relief allongé et disparaît au fur et à mesure que l'on descend vers l'intérieur de la mer du Crétacé, où apparaissent alors des diabases et des basaltes spilitisés. Au cours de l'étude pétrochimique nous avons vu que les dykes spilitiques sont plus spilitiques que les coulées, en ce sens qu'ils sont plus riches en albite et en orthose virtuelle, plus pauvres en anorthite et en quartz. Ces changements seraient-ils tributaires de l'intervention d'eau

Photog. 18 : phénocristal de plagioclase (en noir) altéré en calcite (en blanc) est entouré d'une grande quantité de chlorite. Le passage plagioclase-chlorite se fait par l'intermédiaire d'une bande à épidote.  
Ech. C<sub>2</sub>-67a LP x 143



Photog. 19 : diabase complètement transformée par la rencontre avec l'eau. A gauche de la photog. on voit des petits cristaux de quartz et d'épidote, à droite un phénocristal de pyroxène pseudomorphosé en calcite (en blanc).  
Ech. C<sub>2</sub>-257 LP x 50



postérieurement à l'épanchement ? Pour étayer cette hypothèse nous allons étudier un affleurement qui se situe à 1 250 m au Sud Est de l'alpage de Çitlak, sur le côté gauche de la route descendant à Ordu, à 4 km de Çambaşı (Pl. IV) :

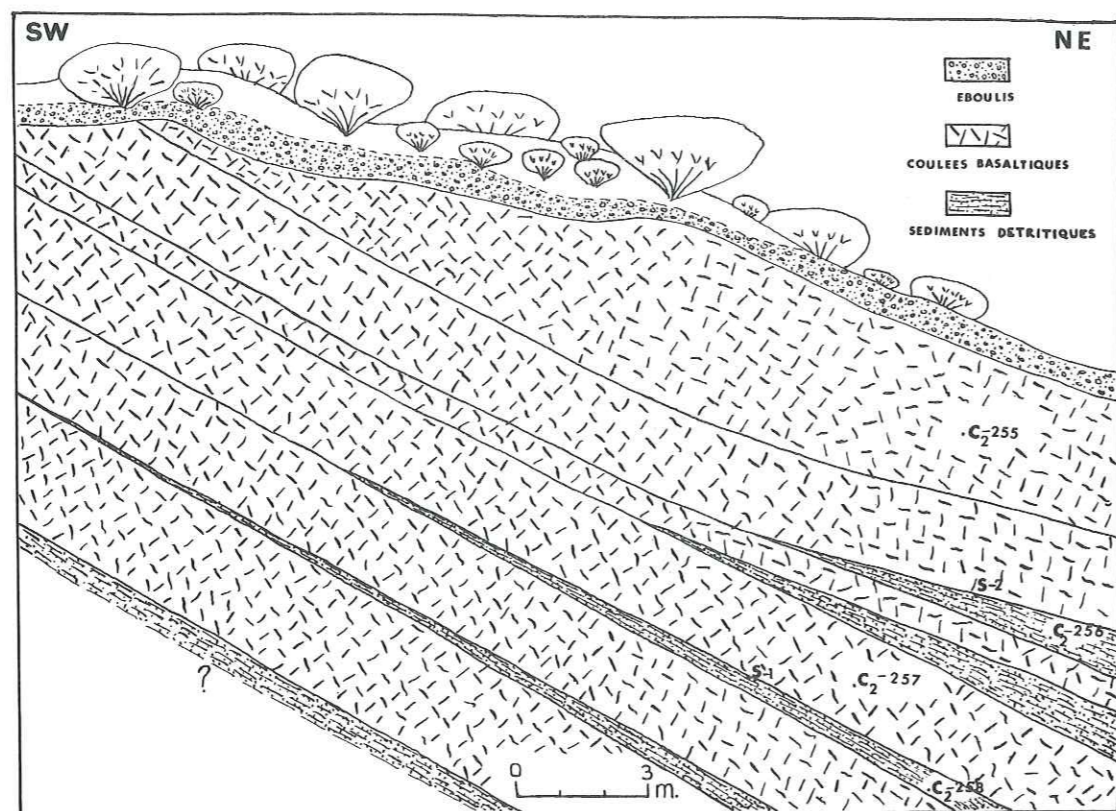


Figure 3

La coulée la plus récente qui s'est mise en place à l'air libre montre une différence pétrographique par rapport à celles épanchées au fond de la mer (découverte de microfaune marine du Crétacé dans les sédiments intercalés) :

Ech. C<sub>2</sub> - 255 - Le diopside hédénbergitique prédomine nettement sur l'augite aegyrienne. Ces deux minéraux en quantité notable, sont légèrement décalcifiés et chloritisés.

Les plagioclases sont rares en phénocristaux ; ceux qui existent sont épidotisés sans aboutir cependant à une saussuritisation.

La pâte, formée de microlites de taille respectable, est imbibée de chlorite, d'épidote et de minéraux opaques.

Ech. C<sub>2</sub> - 257 - Les pyroxènes sont ouralitisés, décalcifiés et pseudo-

morphosés en quartz (photog. 13). Ils sont presque complètement remplacés par les minéraux d'altération (photog. 19).

Les plagioclases sont saussuritisés (épidote et albite) et altérés en minéraux argileux. La pâte est complètement recristallisée en microcristaux de quartz, épidote, avec quelques reliques intactes contenant des bulles remplies d'albite (au centre) et de chlorite.

Pour expliquer la différence entre ces deux échantillons, on pourra évoquer le rôle de l'eau, joué postérieurement à l'épanchement. Ici, la rencontre eau-lave n'a pas permis un enrichissement en albite mais au contraire une suppression partielle de ce minéral aux dépens duquel s'est développée une grande quantité de quartz (voir l'étude pétrochimique des basaltes vacuolaires spilitisés).

Cependant, on ne voit pas comment l'eau de mer pourrait intervenir de façon homogène à chaque point de la lave pour la transformer. En effet, nous avons dit que les coulées basaltiques sont émises à l'air libre sur ce relief allongé NNW-SSE ; donc elles parcouraient une certaine distance avant d'atteindre la mer. Par conséquent elles étaient déjà relativement refroidies. Il semble logique que la miscibilité de l'eau et d'un magma liquide est plus grande. C'est seulement dans ce cas que nous pouvons concevoir une transformation dans tout le volume d'un magma.

Pour supprimer cette contradiction nous pourrions dire que les coulées de basalte frais se sont épanchées d'abord, suivies par celles diabasiques et spilitiques lesquelles alternaient dans le temps.

### - 3. Conclusion

Affectant notre région, le processus de spilitisation est un phénomène qui se réalise lors de l'ascension du magma avec intervention d'eau et enrichissement de ce dernier en minéraux hydrothermaux. Après la mise en place des laves dans l'eau de mer, ce processus est presque stoppé, l'eau de mer ne semblant intervenir que d'une façon limitée dans le temps et dans l'espace.

Pour le rôle de l'eau dans le processus de spilitisation deux paramètres semblent être importants : la durée d'intervention et la quantité d'eau.

L'eau peut être en quantité variable et modifier ou non la composition de la totalité du magma en présence. Sinon seules les parties "lessivées" présenteront un aspect spilitique (ce qui semble être le cas de nos roches) et seront localisées à l'intérieur du basalte ordinaire ou vice versa.

Le facteur temps est également important. S'il est court, les éléments

Na, Al, Si, nécessaires à la formation d'une roche spilitique, ne seront pas dissous suffisamment et l'eau, même en quantité suffisante, n'aura pas assez de temps pour intervenir dans la totalité du magma.

Il en ressort donc que, pour la formation d'une roche spilitique idéale (ce qui semble être le cas des roches spilitiques du Pelvoux), il faut une quantité suffisante d'eau et un temps assez long d'intervention de celle-ci. Donc, selon les gisements et selon ces deux variables nous pourrions avoir tous les intermédiaires entre les spilites typiques et les basaltes simplement hydrothermalisés (diabases). Il apparaît donc clairement que le terme "spilite" est plus significatif, (en ce qui concerne nos roches), dans son sens génétique que chimique.

### B. LES TRACHYANDESITES

Minéralogiquement ils peuvent être divisés en deux groupes :

- trachyandésites
- trachyandésites à pyroxène .

#### a) Trachyandésites (éch. C2 - 267)

1. Aspect macroscopique : toutes ces roches ont une teinte vert brunâtre qui nous a permis de les distinguer surtout des rhyolites (que nous étudierons plus loin) et de les cartographier séparément. Sur une section polie, les phénocristaux d'une taille de 3 à 5 mm s'individualisent particulièrement dans une pâte vert foncé.

#### 2. Etude microscopique

Composition minéralogique :

- plagioclase
- pyroxène
- calcite (
- chlorite (
- épidote ( minéraux d'altération
- oxydes opaques (
- apatite (

- Plagioclases : on les observe accompagnés de minéraux hydrothermaux. Ils existent aussi bien en phénocristaux (souvent xénomorphes ou subidiomorphes) que sous forme d'innombrables microlites trapus. Ils sont très fracturés, altérés en damourite et en minéraux argileux. Nous avons tout de même essayé de déterminer leur composition exacte et pouvons dire avec certitude qu'on a surtout affaire à de l'andésine (An 31 - 50), la proportion la plus fréquente en anorthite étant de 40-50 mol %.

Les plagioclases présentent inmanquablement deux stades d'accroissement, typiques dans la lame C<sub>2</sub> - 157 (photog. 20) :

- le premier, où le bain silicaté se trouvait dans un état métastable, conduit à la formation de plagioclases altérés en minéraux argileux, contenant des paillettes de chlorite. Ces plagioclases forment le coeur des phénocristaux. Nous y voyons le signe de l'intervention de l'eau;

- le second stade est caractérisé par la formation de feldspaths albitiques et peut-être même potassiques, beaucoup plus frais, moulant les premiers.

Ces deux stades de cristallisation des plagioclases sont souvent séparés par une frange de chlorite.

- Pyroxènes : ils existent rarement ou bien se présentent en très petits cristaux complètement altérés en calcite, chlorite et épidote. Cette altération est accompagnée d'une exsudation d'oxydes opaques (magnétite ?). Ces cristaux sont souvent rassemblés en certains points de la roche, dessinant une structure gloméroporphyrique.

- La pâte est parsemée d'une grande quantité de microlites trapus dont la composition est inconnue. Elle est imprégnée par place par un feldspath (albite probable) en plages diffuses. La proportion de verre est négligeable. Nous avons de nombreux cristaux d'apatite en association avec les minéraux colorés.

Structure microlitique porphyrique à tendance gloméroporphyrique.

#### b). Trachyandésites à pyroxène (éch. C<sub>2</sub> - 271)

- 1. Aspect macroscopique : il s'agit d'une formation fraîche, se distinguant des trachyandésites typiques par l'existence de pyroxènes en plus grande quantité, soit en phénocristaux (souvent xénomorphes) pouvant atteindre jusqu'à 4 mm de longueur, soit en microcristaux agglomérés en certains points de la roche ou disséminés dans la matrice.

#### - 2. Etude microscopique

Composition minéralogique :

- pyroxènes
- plagioclases

- Pyroxènes :

$$2 V_Z = 58^\circ \pm 2^\circ \quad Z \wedge c = 46^\circ \pm 1^\circ$$

Ces valeurs sont celles d'un diopside faiblement hedenbergitique.

$2 V_Z = 66^\circ$  : dans ce cas il s'agirait probablement d'augite très légèrement aegyrinique, subordonnée en quantité par rapport au diopside.

- Plagioclases : ils sont souvent xénomorphes comme dans la roche précédente mais plus basiques. Les mesures effectuées montrent que nous sommes en présence de labrador An 55 -64. Une seule mesure faite sur un cristal zoné, a donné de l'albite à An 08 - 10.

Ici la pâte est très riche en verre et appauvrie en microlites.  
Structure porphyrique vitreuse.

- 3. Etude pétrochimique

Analyse n° 6 trachyandésite, éch. G 39 C<sub>2</sub> - 271  
analyste : B. USELLE (juin 1970)

ANALYSE n° 6		% DES MINERAUX VIRTUELS	
SiO <sub>2</sub>	56,10	Q	8,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,75	Or	20,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,65	Ab	24,63
FeO	3,70	An	22,52
MnO	0,15	Pyr	15,16
MgO	3,20	Ilm	1,22
CaO	6,90	Mag	5,34
Na <sub>2</sub> O	2,90	Ap	0,34
K <sub>2</sub> O	3,40	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,70
TiO <sub>2</sub>	0,60	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,70		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10		
Total	99,35	Total	99,19

PARAMETRES CIPW-LACROIX		PARAMETRES DE NIGGLI	
p	II	si	170,9
q	(4)5	al	29,9
r	3	fm	32,3
s	3'	c	22,4
h	2	alc	15,1
k	1	k	0,4
l	2	mg	0,5
m	(2)3	ti	1,5

Il s'agit bien d'un trachyandésite très proche d'une shoshonite. Néanmoins, la valeur du paramètre q montre que cette roche est légèrement plus riche en silice que la shoshonite type, donnée par TRÖGER (1959, p. 119).

Nous pouvons faire une remarque au sujet des trachyandésites à pyroxène. En effet, les minéraux exprimés dans ces laves sont ceux d'un basalte, alors que la roche n'est pas un basalte. Par conséquent, on voit combien il est dangereux, dans certains cas de se prononcer sur la nature d'une roche volcanique après étude de ses minéraux exprimés. Ce qui en fait se conçoit car il est bien établi que les plagioclases calciques, les olivines et les pyroxènes se forment les premiers, au début de la séquence de cristallisation à des températures très élevées. Ils ont probablement le temps de croître en phénocristaux. Le liquide magmatique restant, contiendra donc tous les minéraux acides. Si au moment de la cristallisation de ces derniers la lave subit un refroidissement très brutal, ils n'auront pas le temps de s'exprimer.

Photog. 20 : trachyandésite dont les plagioclases montrent deux stades d'accroissement (altéré au centre, frais en bordure).  
Ech. C<sub>2</sub> - 157 LP x 50



### C. LES RHYOLITES

#### a) Rhyolite

Les difficultés de l'étude pétrographique des roches éruptives s'accroissent avec leur acidité, celles-ci sont plus facilement altérables et sont souvent accompagnées de produits pyroclastiques.

-1. Aspect macroscopique : sur une section polie on voit des phénocristaux subidiomorphes à xénomorphes de feldspath blanc verdâtre. Ils sont cimentés par une pâte grise tachetée de points noirs d'oxydes opaques. Les plans de cassures présentent toujours une incrustation d'oxyde à patine rougeâtre.

#### -2. Etude microscopique

##### Composition minéralogique :

- plagioclase
- orthose microperthitique
- albite
- biotite
- quartz
- épidote (
- vermiculite ( minéraux d'altération
- chlorite (
- oxydes opaques (

D'une façon générale, toutes les lames présentent les signes d'une recristallisation, celle-ci affectant plus particulièrement la pâte. Dans certaines lames, faites dans des formations pyroclastiques locales, d'ailleurs difficiles à distinguer des laves ordinaires, nous observons une structure fluidale de type ignimbrétique.

- Plagioclases : Ils sont toujours en phénocristaux subidiomorphes à xénomorphes dont la taille peut varier de 1 à 5 mm. Ils sont maclés selon les lois de l'albite et de la péricline. Il s'agit essentiellement d'andésine (An 30-41) et d'oligoclase.

Ils sont tous altérés en minéraux argileux, rarement décalcifiés, séricitisés, saussuritisés. Un minéral d'altération d'aspect voisin de la vermiculite présente les caractères suivants : généralement en petites paillettes <sup>parfois</sup> rectangulaires, il montre des oxydes opaques parallèlement à son allongement ; net pléochroïsme (Ng = kaki, Np = incolore ;  $Z \wedge c = 0^\circ$ ).

Tout ce qui a été dit au sujet de l'altération hydrothermale des

feldspaths, lors de l'étude du processus de spilitisation des basaltes, reste vrai pour les rhyolites. En effet, les minéraux symptomatiques (à savoir argile et quartz) de cette altération apparaissent d'une façon plus évidente. Le phénocristal présente sur toute sa surface une altération en minéraux noirâtres en petits grains de nature argileuse. En certains points les macles disparaissent lorsque les taches argileuses s'étendent (photog. 23). Celles-ci sont parfois (moins que pour les orthoclases) accompagnées d'une exsudation de quartz.

- Orthoclases : lorsqu'ils existent ils ont une taille plus grande (8 mm) que les plagioclases. Ils sont maclés Carlsbad et pseudopéritisés (photog. 21, 22). Dans le but de mieux connaître la nature de l'orthoclase nous avons effectué deux diagrammes de poudre aux R. X. sur des minéraux dégagés des échantillons C<sub>2</sub> - 241, C<sub>2</sub> - 160. Nous avons obtenu :

- tous les pics de l'orthose perthitique ;
- plus ceux de l'albite (fig. 4).

Pour préciser la nature de l'orthose des deux échantillons nous avons pointé les valeurs des angles 2 Q de la raie (20  $\bar{I}$ ) sur la courbe de PARSONS (1968) :

	(perthite (85 % en poids d'orthose pure
	(15 % en poids d'albite et d'anorthite
	(
orthose perthitique	(
(C <sub>2</sub> - 160)	(albite pure
	(perthite (89 % en poids d'orthose pure
	(11 % en poids d'albite et d'anorthite
	(
orthose perthitique	(
(C <sub>2</sub> - 241)	(albite pure en quantité moindre que précédemment

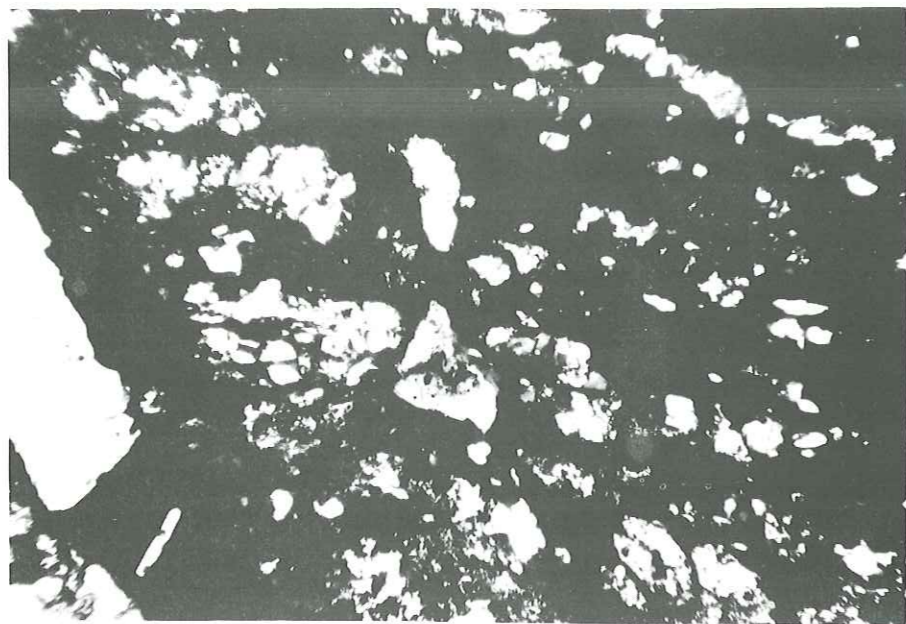
La possibilité d'un remplacement partiel de l'orthose par de l'albite n'est donc pas exclue.

- Biotites : elles existaient probablement en phénocristaux qui sont complètement altérés, soit en vermiculite, soit en chlorite avec une exsudation d'oxydes opaques.

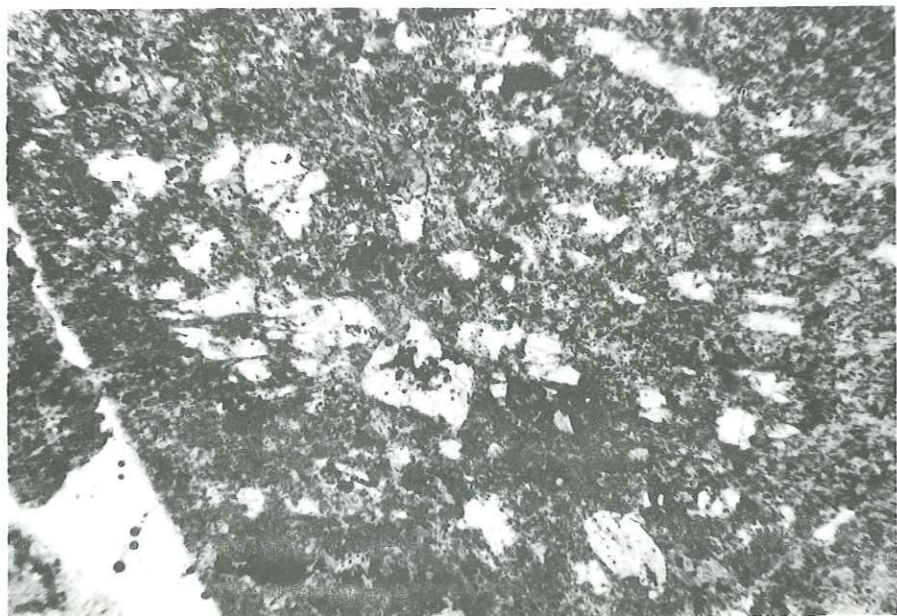
- Quartz : il se présente aussi bien en microcristaux disséminés dans la pâte qu'en phénocristaux corrodés et arrondis.



Photog. 21 : orthose perthitique pseudopélitisée avec exsudation de petits cristaux de quartz. Ech. C<sub>2</sub> - 12 LP x 50



Photog. 22 : même photog. que la précédente, prise en LN.



Photog. 23 : phénocristal de plagioclase perdant ses macles (taches noires) avec une altération de nature argileuse. Ech. C<sub>2</sub> - 3 LP X 143

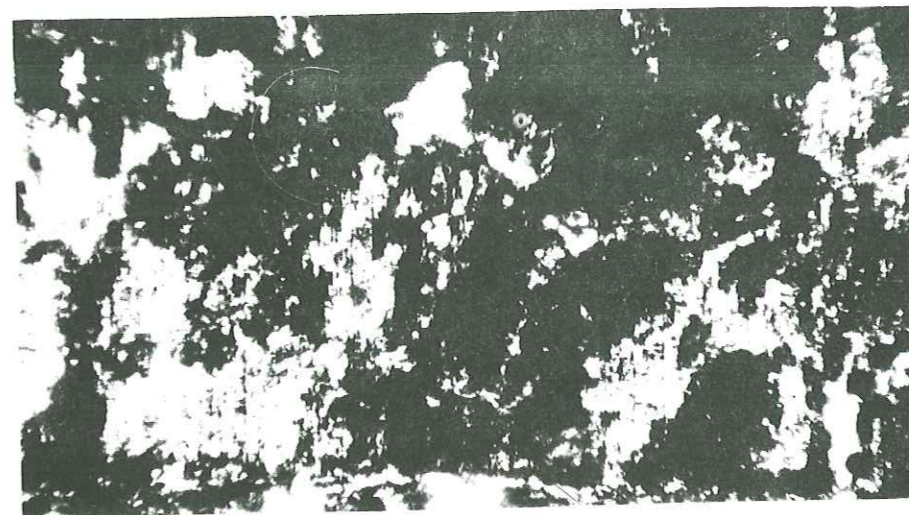
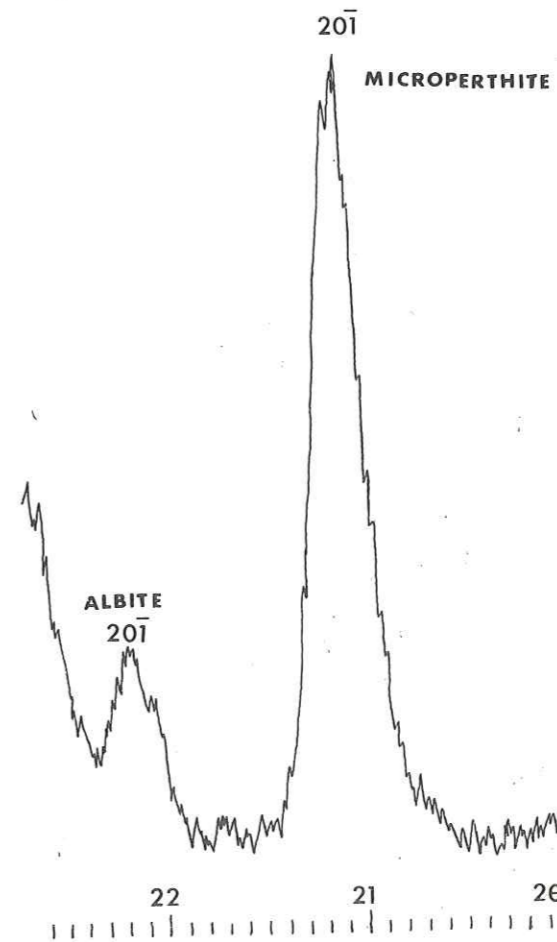


Fig. 4 : diffractogramme du feldspath potassique. Ech. C<sub>2</sub>-160.



- Pâte : Le verre n'existe plus, il est remplacé par une trame cryptocristalline. Elle contient des microcristaux de quartz en quantité variable selon la lame, qui s'alignent parfois ébauchant des lignes de fracture.

Structure porphyrique vitreuse.

-3. Etude pétrochimique

Analyse n° 7

dellénite. Ech. G 39 C<sub>2</sub>- 248  
 analyste : F. KELLER (juin 1970)

ANALYSE n° 7		% DES MINERAUX VIRTUELS		PARAMETRES CIPW-LACROIX		PARAMETRES DE NIGGLI	
SiO <sub>2</sub>	74,15	Q	33,12	p	1	si	424,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,60	Or	27,80	q	(3) 4	al	42,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,85	Ab	28,82	r	1 (2)	fm	15,8
FeO	1,10	An	3,61	s	3	c	5,4
MnO	0,05	Pyr	3,02	h	(2) 3	alc	3,6
MgO	0,85	Cor	0,61	k	1	k	0,5
CaO	0,90	Ilm	0,46	l	1	mg	0,5
Na <sub>2</sub> O	3,40	Mag	1,16	m	(2) 3	ti	1
K <sub>2</sub> O	4,70	Ap	0,34				
TiO <sub>2</sub>	0,25	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,75				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10				
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,75						
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10						
Total	99,80	Total	99,79				

Il s'agit d'une dellénite hypersiliceuse qui a une composition intermédiaire entre une rhyolite latitique et une rhyolite alcaline.

Le faciès rhyolite que nous avons cartographié est en réalité le mélange de deux types de roche pétrographiquement différent. L'un, sans phénocristaux d'orthose, avec phénocristaux d'albite (An 06), devrait être appelé dellénite suivant la définition de LACROIX. L'autre à phénocristaux d'orthose perthitique et de plagioclase (andésine An 30-41, plus rarement d'albite et d'oligoclase) devrait être appelé rhyolite calco-alcaline.

b) Rhyolite calco-alcaline à amphibole

Il s'agit d'une variation latérale de faciès des rhyolites précédentes.

-1. Aspect macroscopique : ces roches ont une teinte plus verte, en regardant de près on y distingue des phénocristaux d'amphibole et de plagioclase.

-2. Aspect microscopique

Composition minéralogique :

- plagioclases
- amphiboles
- biotite
- orthoclase
- quartz
- chlorite
- minéraux opaques (minéraux d'altération)

- Plagioclases : ils sont subidiomorphes à xénomorphes ; leur taille peut atteindre 2,5 mm. Il s'agit d'andésine basique An 44-47. Ils sont maclés selon les lois de l'albite et albite - Carlsbad, rarement de la péricline. Les plagioclases zonés sont abondants.

- Amphiboles : leur taille moyenne est bien plus petite que celle des plagioclases. Elles sont fraîches, très souvent xénomorphes. Certaines sections sont octogonales à l'instar des pyroxènes, ce qui laisse à penser que la loi des suites réactionnelles a joué et que les pyroxènes sont remplacés par les amphiboles. Nous avons observé deux sortes d'amphiboles :

- les unes pléochroïques dans les tons verts (Ng = vert pomme à vert bleuté, Np = vert jaunâtre à incolore),  $2 V_X = 66^\circ - 76^\circ$ , présentent les caractères de la hornblende verte;

- les autres, subordonnées en quantité, pléochroïques dans les tons kaki (Ng = kaki, Np = kaki jaunâtre à blanc jaunâtre),  $2 V_Z = 64^\circ - 90^\circ$   $Z \wedge c = 11^\circ$ , se rapprocheraient de la cummingtonite ferrique (grunérite). (La cummingtonite a déjà été signalée comme un minéral primaire dans les dacites à hornblende et hypersthène, KUNO, 1938).

- Biotite : quelques paillettes complètement altérées en chlorite avec exsudation des minéraux opaques.

- Orthoclase : phénocristaux très rares, toujours altérés.

- Quartz : phénocristaux corrodés et arrondis ; plus souvent en microcristaux épars ou rassemblés en gloméroporphyres.

- Pâte : le verre est absent, les phénocristaux sont cimentés par une trame cryptocristalline ou formée de microlites non orientés.

Roche holocristalline à structure microlitique porphyrique.

Etant donné que cette roche affleure à proximité de l'intrusion syénitique (voir la carte géologique) on aurait tendance à expliquer la formation des amphiboles par des émanations hydrothermales venant du pluton. Mais une différence notable dans la composition des plagioclases nous oblige à nous prononcer plutôt en faveur d'une variation latérale de faciès au sein des rhyolites.

c) Ignimbrite (éch. C<sub>2</sub> - 109)

Elle est formée d'un grand nombre de phénocristaux (surtout pour ce genre de roche) de plagioclases cassés, décalcifiés, séricitisés, de nature albitique (An 06 - 10). L'existence de cette albite est énigmatique : provient-elle de la décalcification des plagioclases qui étaient plus basiques à l'origine ou est-elle primaire ? Nous y observons également de rares phénocristaux de quartz corrodés qui se présentent généralement sous forme cryptocristalline dans la partie fluidale (fig. 5).

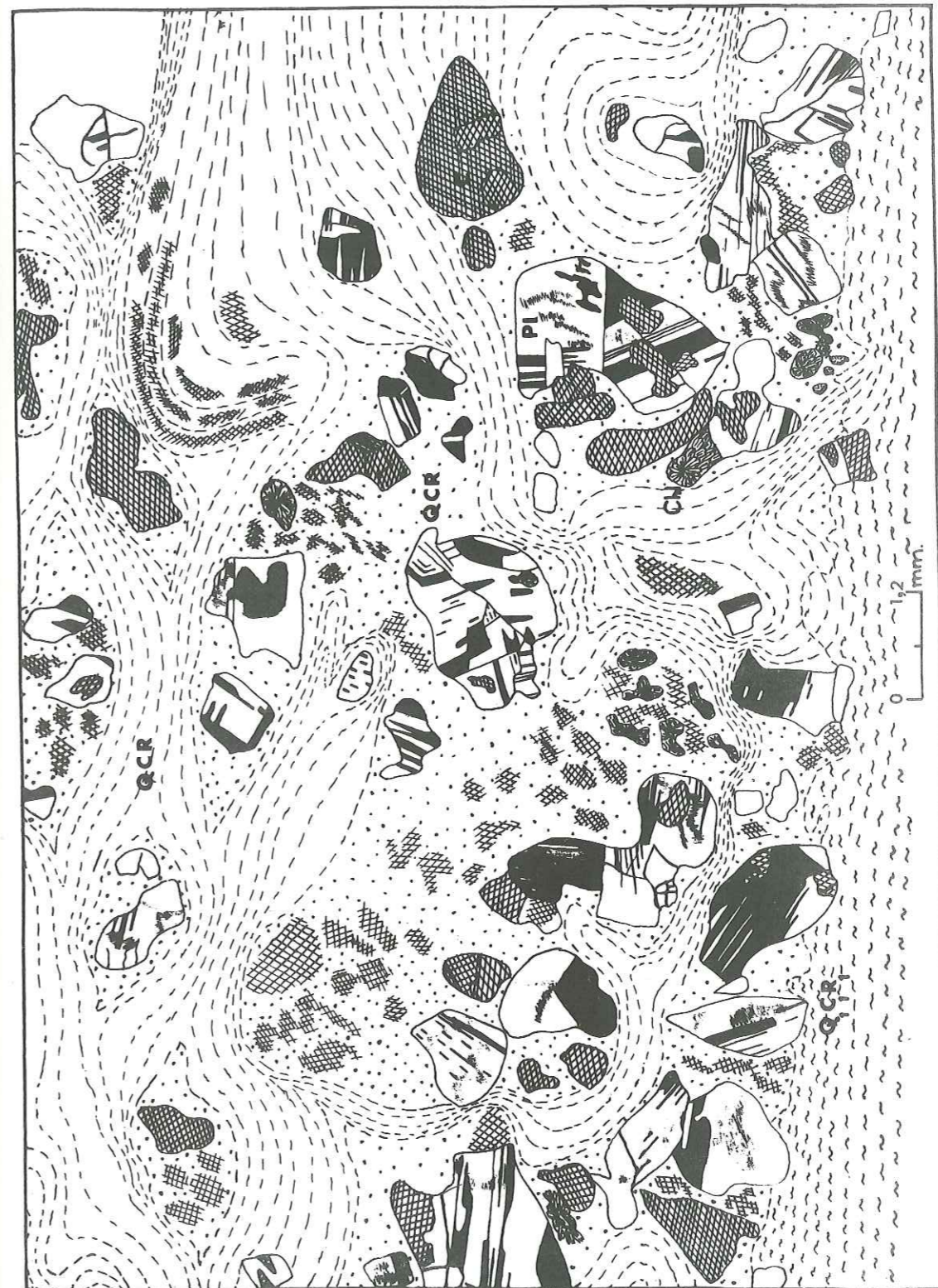


Figure 5 : ignimbrite à structure fluidale (éch. C<sub>2</sub> - 109). QCR = quartz cryptocristallin et séricite, C = calcite, Chl = chlorite, Pl = plagioclase, Q1 C1 R1 = tuf rhyolitique formé de quartz crypto-cristallin et de séricite.

CHAPITRE III

LA SERIE TERTIAIRE

### CHAPITRE III - LA SERIE TERTIAIRE

#### I - PRESENTATION GENERALE

Les formations tertiaires affleurent au Sud d'une ligne est-ouest passant approximativement par l'alpage de Çambaşı (Pl. III).

#### A. FORMATIONS SEDIMENTAIRES

##### a) Faciès principaux

Les sédiments qui affleurent le plus au Nord sont généralement grésocalcaires. Un banc sédimentaire (20 à 50 cm) peut être formé par superposition de petits lits riches en silice (2 à 3 cm) ou en calcaire (7 à 8 cm). Un métamorphisme de température dû à la venue du batholite intrusif (voir ci-dessous), les affecte et les transforme en épidotite. Les lits de calcaire argileux gris bleuté peuvent être dissous par les eaux météoriques laissant en relief les veinules riches en épidote qui dessinent des arabesques de toutes formes. La teinte d'ensemble de ces sédiments est jaune verdâtre.

Au Nord Est de l'alpage de Eskibağlar ces formations de calcaire détritiques sont mélangées à des tufs rhyolitiques.

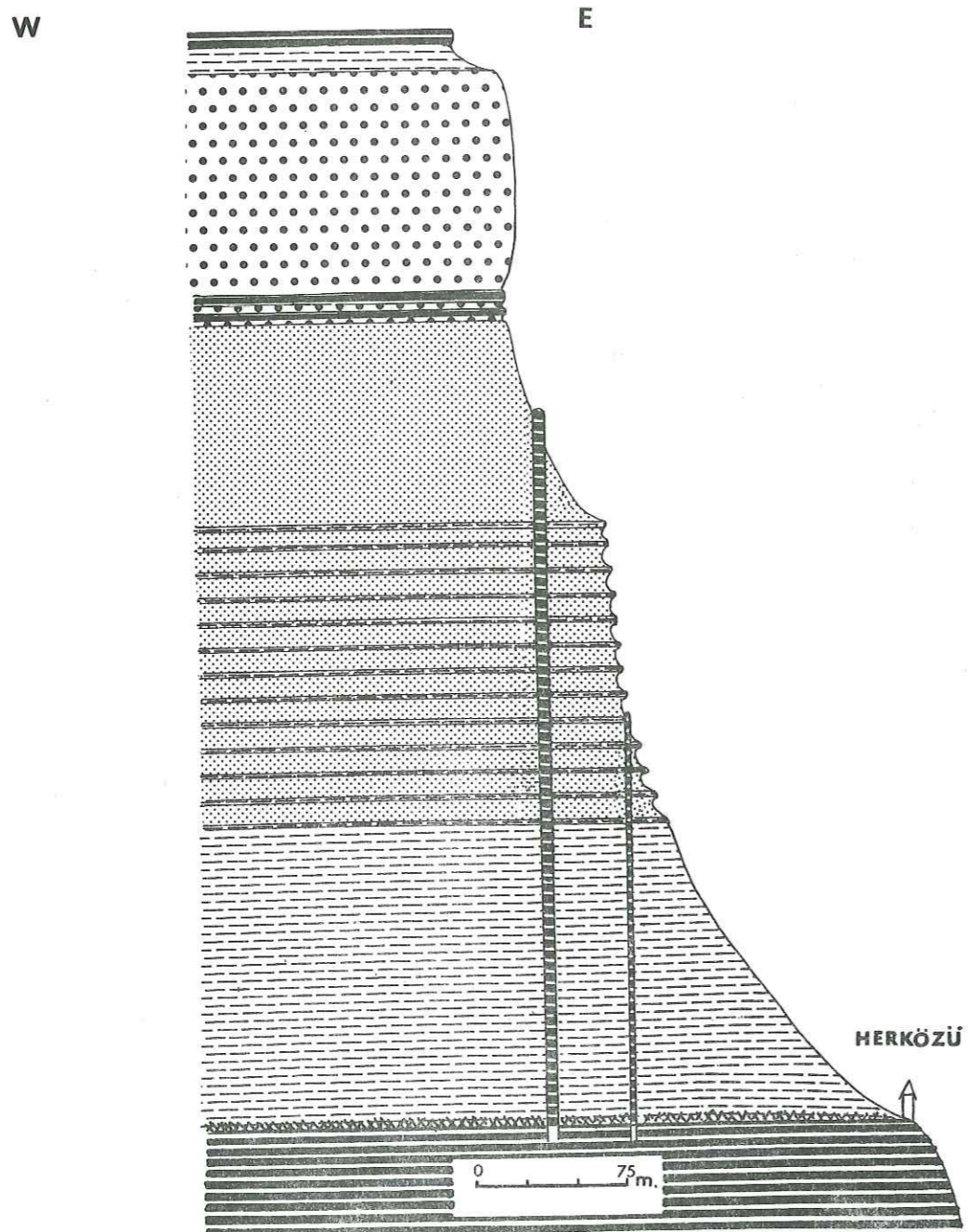
A l'extrême sud, et au sud ouest de la région étudiée, les formations sédimentaires montrent une variation de faciès dans l'espace et dans le temps.

##### - 1. A l'Ouest du hameau de Herközü (Pl. VII) on voit de bas en haut:

- un petit banc de 1,50 m d'épaisseur, rougeâtre, très dur et recristallisé sous l'effet du métamorphisme de contact pendant la mise en place des basaltes sous-jacents ;
- des marnes couleur café au lait, d'une épaisseur de 150 m,
- des sédiments détritiques à grain fin avec intercalations de petits bancs (20 à 30 cm) marno-gréseux à cassure gris foncé (150 m),
- des sédiments détritiques (100 m) à grain fin sans intercalations marneuses,
- enfin des sédiments détritiques à grain grossier (115 m) surmontés d'un petit banc argileux de 12 m. Tous les sédiments détritiques ont une couleur vert clair.

PLANCHE VII

Coupe des formations sédimentaires à l'Ouest du hameau de Herközü.



- 2. Plus loin vers l'Ouest, aux environs des hameaux de Maden et de Musulu, les marnes n'affleurent plus, probablement cachées sous les formations détritiques, décrites ci-dessous, de bas en haut (Pl. VIII) :

- conglomérats verts,
- sédiments détritiques verts à grain grossier,
- intercalations de petits bancs détritiques mauves à grain moyen et grossier,
- superposition des bancs (10 cm) détritiques verts à grain grossier ou moyen avec ceux de couleur jaune à grain fin,
- sédiments détritiques mauves à grain moyen avec intercalations (20 cm) blanches marno-gréseuses légèrement carbonatées,
- formation détritique de couleur mauve et verte à grain moyen,
- sédiments détritiques fins (verts et mauves) avec intercalations marno-gréseuses vertes, surmontés d'un banc vert avec granoclassement,
- sédiments détritiques à grain fin (mauve) avec intercalations marno-gréseuses vertes légèrement carbonatées,
- banc détritique mauve pâle avec granoclassement,
- superpositions de bancs (30 à 40 cm) mauves à grain grossier et petits bancs (10 à 20 cm) verts marno-gréseux légèrement carbonatés,
- sédiments détritiques mauves à grain moyen avec intercalations (10 cm) vertes et mauves marno-gréseuses carbonatées,
- sédiments détritiques grossiers verts,
- argiles noires en petits bancs (10 à 20 cm),
- formations détritiques mauves et vertes à grain moyen avec intercalations marno-gréseuses,
- sédiments détritiques grossiers blanc verdâtre.

- 3. Dans la région de l'alpage de Sigirçukuru affleurent des calcaires coquilliers, environ 30 m d'épaisseur, qui proviennent de l'accumulation de coquilles de lamellibranches, de gastéropodes, d'articles d'échinodermes, de tests de foraminifères et de quelques polypiers isolés. Ces calcaires blancs, très compacts, montrent à la base un talus marneux de 4 m (photog. 24). Par dessus ces calcaires, vers le Sud on observe un placage de 8 m d'épaisseur formé de petits bancs calcaires (10 cm) durs, de teinte verdâtre avec des intercalations (5 cm) marno-gréseuses friables (Pl. IX).

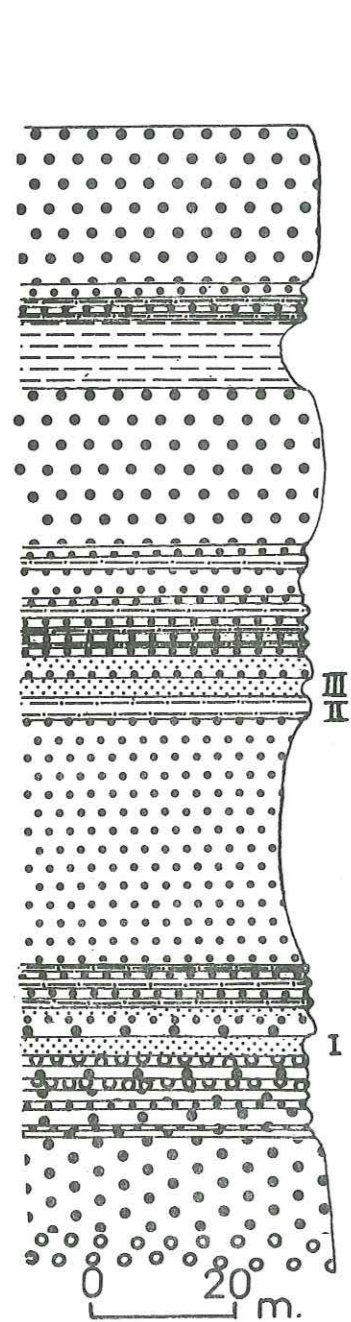
b) Répartition géographique

Du Nord vers le Sud :

- l'affleurement situé aux environs immédiats de l'alpage d'Arpalik est sous forme d'une bande orientée NNW-SSE (photog. 25),
- il existe un autre affleurement du même type au Nord Est du lieu dit Terekkaya,

PLANCHE VIII

Coupe de la falaise à l'Ouest du hameau de Musulu



LEGENDE

- Marne
- Sédiments détritiques**
- Grain fin, intercalations marno-gréseuses
- Grain fin
- Grain moyen
- Grain grossier
- Conglomérat
- Roches volcaniques**
- Basalte ou diabase
- Ignimbrite à grain grossier
- Ignimbrite à grain fin
- Tuf rhyolitique
- Breche volcanique
- Banc siliceux

- le dernier affleurement est situé non loin de l'alpage de Kiyiyurt.

Les autres formations sédimentaires sont localisées à l'extrême Sud et s'étendent de l'Est de Herközu à l'alpage de Siğirçukuru, passant par les hameaux de Maden, Musulu, Armutkolu. Elles sont limitées vers le Nord par le flanc sud du chaînon des mots Aşit et Çakil (photog. 26).

c) Age des sédiments

Pour la datation de ces formations le seul affleurement qui nous a livré des macro et microfossiles est situé à mi-chemin entre le hameau d'Armutkolu et l'alpage de Siğirçukuru, où les calcaires détritiques sont particulièrement riches en foraminifères. Au-dessus de ces calcaires et vers l'Est nous avons rencontré un banc fossilifère de 0,80 à 1 m d'épaisseur à la base d'une coulée basaltique. Il contient des formes bien conservées de lamellibranches, de gastéropodes et d'échinodermes. Tous ces fossiles ont été déterminés.

Foraminifères<sup>1</sup> :

- Nummulites subplanulatus MADURASZ et HANTKEN
- Nummulites laevigatus (Lutétien basal)
- Nummulites cf. granifer
- Nummulites aff. gallensis
- Nummulites cf. gallensis
- Gypsinidae
- Discocyclines
- Asterodiscus
- Assiline gr. exponens type placatula-reicheli (Cuisien sup.)

Ces microfossiles indiquent un âge allant du Cuisien supérieur au Lutétien basal.

1. Ils ont été déterminés par A. BLONDEAU, Maître-Assistant au Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Paris.

Mollusques<sup>2</sup> :

- Pholadomya puschi GOLDFUSS (Priabonien-Oligocène)
- Diastoma biarritzense OPPEN (Priabonien - Lattorfien)
- gr. Cassidaria nodosa ( Auversien - Priabonien)
- Ampullina sp. gr. vafrincana d'Orb (Priabonien pour l'espèce)
- aff. Pectunculus bellardii MAYER (Auversien pour l'espèce)
- Ampullina sp. gr. pic'esi (Priabonien)

D'après les mollusques il s'agit de l'Eocène supérieur.

Echinodermes<sup>3</sup> :

- Schizaster sp.
- Macropneustes sp. gr. brissoides (Agassiz)
- Echinolampas aff. subcylindrica DESOR (Eocène moyen)
- Ditremaster sp.

Conclusion : Etant donné que les foraminifères sont de meilleurs fossiles stratigraphiques nous prendrons donc en considération l'âge donné par ces microfossiles.

Quoique les trois affleurements situés au Nord soient séparés des sédiments fossilifères par l'intrusion syénitique, nous leur attribuons un âge tertiaire car ils sont toujours pentés vers le Sud.

## B. FORMATIONS ERUPTIVES

### a) Roches volcaniques

Elles sont de deux sortes : les basaltes et les formations pyroclastiques (tufs).

-1. Faciès. Les basaltes sont des roches fortement mélanocrates, compactes, résistantes à l'érosion et à l'altération superficielle. Leurs cristaux sont de petite taille (2 à 6 mm). Ils ne présentent que de rares passées "spilitiques".

Les formations pyroclastiques sont formées essentiellement de tufs rhyolitiques blancs beaucoup plus compacts qu'à l'ordinaire. Parfois, comme

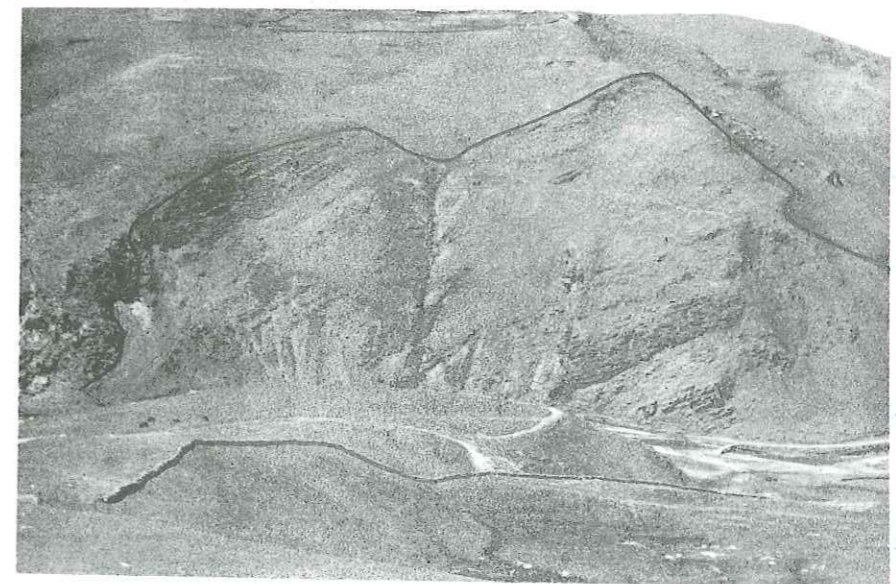
2. Les déterminations ont été faites par Mme D. PETITBOIS, paléontologiste au Laboratoire de Géologie du Collège de France (92 - Meudon).

3. Les échinodermes ont été déterminés par J. ROMAN, Muséum d'Histoire Naturelle de Paris.

Photog. 24 : lapiaz sur la surface structurale d'un banc calcaire tertiaire (au Nord de Sigirçukuru).



Photog. 25 : affleurement sédimentaire grésocalcaire, surmonté par des tufs rhyolitiques (près de l'alpage d'Arpalik).





Photog. 26 : mont Aşit (à gauche 2 562 m) et mont Çakil (à droite 2 428 m) formés de basalte du Tertiaire.



Photog. 27 : le litage à la périphérie du batholite intrusif (au Nord Est de Mismilan).



au Sud de l'alpage de Koçağalı, on a affaire à des laves tufacées rhyolitiques rouge brun à rouge brique.

- 2. Répartition géographique. Les basaltes tertiaires sont réduits dans l'espace par rapport à ceux du Crétacé. Nous observons (du Nord vers le Sud) deux petits affleurements à l'emplacement d'un appareil volcanique fissural au Sud de l'alpage d'Arpalik, qui prouvent que ces appareils n'émettaient pas que des tufs. Un deuxième affleurement est situé au Sud du mont Kurtkaya à proximité d'un autre appareil. Les formations basaltiques sortant de ces fissures constituaient de véritables coulées, en effet, on en voit une pentée vers le Sud Ouest, au Nord de l'alpage de Sigirçukuru. L'affleurement le plus important est au Sud : il forme les monts Aşit, Çakil, Yağlitepe et s'étend jusqu'à l'Est de Sigirçukuru.

Les tufs couvrent une grande surface qui englobe le mont Kurtkaya, les alpages de Foru et de Kiyiyurt. Au Nord du hameau de Maden, on en voit un petit affleurement au-dessus des basaltes.

b) Roches plutoniques (photog. 27)

Dans ce massif existe tout d'abord la roche intrusive originelle, laquelle peut être modifiée par assimilation des formations basaltiques environnantes. Nous observons également des différenciations par ségrégation et pneumatolyse : les premières impliquent la formation d'enclaves basiques, les secondes celle d'enclaves acides (granitiques ou aplitiques). Dans les zones les plus hautes du massif, une différenciation acide se manifeste également par la formation de rhyolites.

- 1. Faciès. La roche originelle est leucocrate, rose brun à l'intérieur du pluton (syénite), elle devient leucocrate, blanche, piquetée de taches vert foncé (monzonite), vers la périphérie, par l'assimilation des basaltes.

Les enclaves basiques sont noires.

Le granite, le microgranite et les filonnets aplitiques sont hololeucocrates rose brun et dépourvus de minéraux colorés.

- 2. Répartition géographique. Le massif plutonique affleure, du Nord vers le Sud :

- au fond du ruisseau de Tekmezar,
- sur les flancs du ruisseau qui passe au Sud de Çambaşı,
- un autre grand affleurement d'allure circulaire est limité au Nord par le ruisseau d'Armutkolu et le mont Kurtkaya, au Sud et à l'Ouest par les coulées basaltiques ; à l'Est il continue jusqu'à la limite de notre carte.

Les affleurements rhyolitiques et aplitiques se situent à la périphérie du batholite intrusif. L'affleurement de rhyolites le plus important se trouve tout au long de la rive droite du ruisseau de Tekmezar et de Güde ; ailleurs nous le voyons en minces bandes comme celles localisées au Sud de Kurtkaya et à l'Est de Karlidere.

Les enclaves basiques sont au Nord de l'alpage de Sülümü.

c) Modes de gisement

-1. Mode de mise en place du batholite syénitique

Il s'agit probablement d'un massif intrusif circonscrit. Il est souvent caché par des projections volcaniques. Cependant à l'Est de Cambasi, sur la rive droite du ruisseau de Tekmezar, à proximité des alpages de Mismilan et de Sülümü, il recoupe nettement la couverture volcanique et a dû arriver très près de la surface. Près de Mismilan et de Sülümü il fait un bourrelet (Pl. X) dans lequel les basaltes se trouvent coincés et plus ou moins digérés. A partir de ce batholite, surtout dans la partie sud, de nombreux dykes dioritiques rayonnent. Les régions affectées par ce bourrelet sont particulièrement propices à des minéralisations. En effet, le hameau de Maden situé juste en face de celles-ci, possède une mine de cuivre aurifère qui aurait été exploitée par le royaume de Pont installé dans cette région (du 4<sup>e</sup> siècle à l'an 47 av. J. -C.). Actuellement de nombreuses exploitations minières sont situées en bordure de ce massif.

- 2. Succession des différentes formations

Dans la région du hameau de Maden (Pl. X coupe 3), on voit plusieurs intercalations de coulées basaltiques dans des sédiments d'âge cuisien supérieur. Donc, ces coulées sont du même âge que les sédiments. Sur la même coupe et à proximité de l'alpage de Sülümü, l'intrusion du batholite syénitique recoupe ces mêmes basaltes, par conséquent, elle est postérieure au Cuisien supérieur.

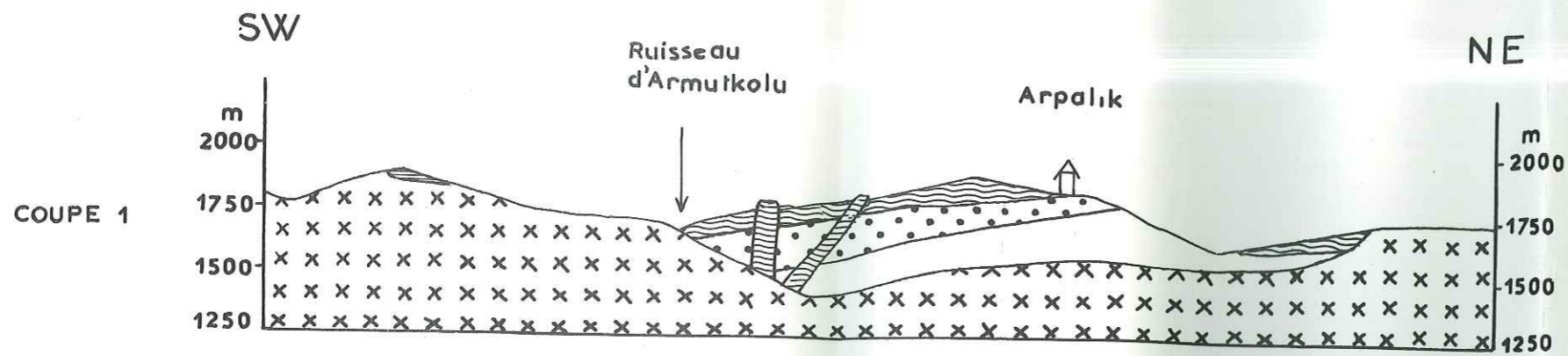
- 2.1. Au Nord de l'alpage de Sigircukuru on distingue de bas en haut (Pl. IX) :

- des tufs rhyolitiques,
- première phase volcanique basaltique,
- tufs rhyolitiques,
- phase volcanique basaltique laquelle voit le développement des formations calcaires vers la période terminale.

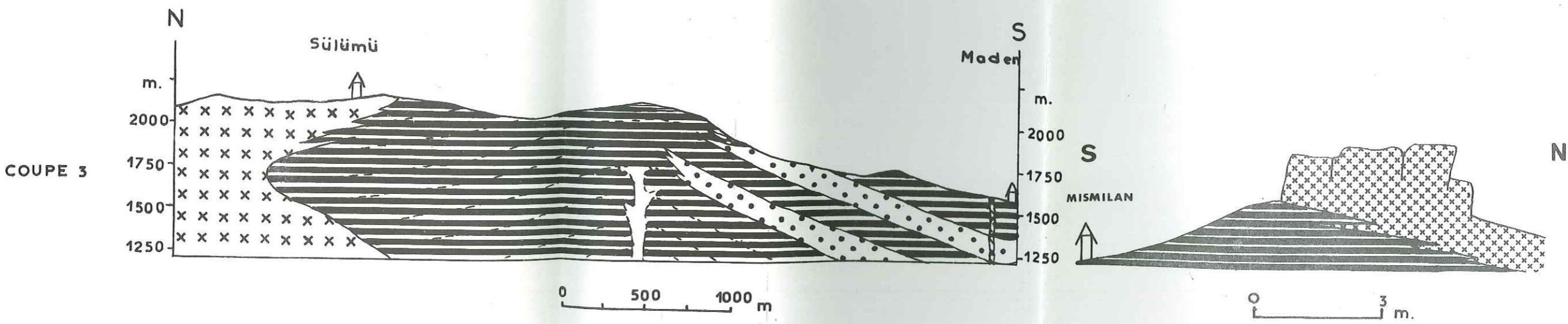
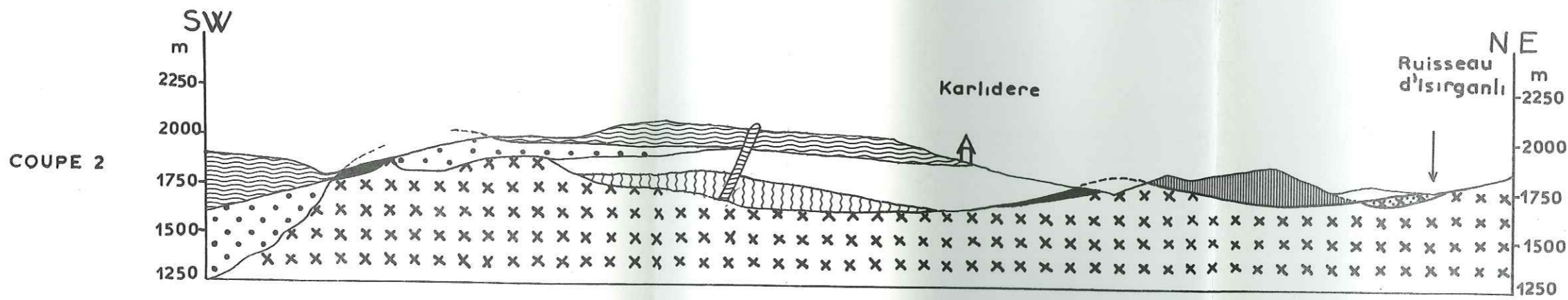
- 2.2. Sous l'alpage d'Arpalik (Pl. IX) on observe de bas en haut :

- formations de rhyolite à amphibole qui sont parfois précédées,

# COUPES DANS LA SERIE TERTIAIRE

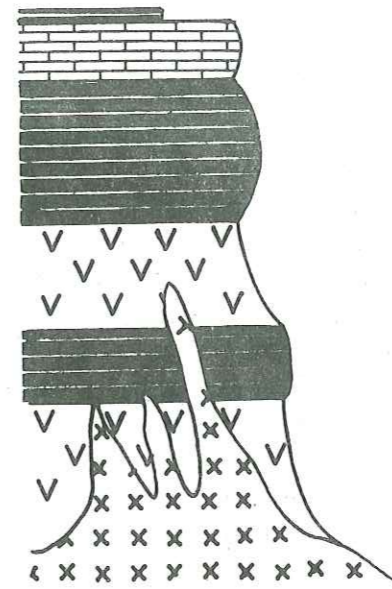
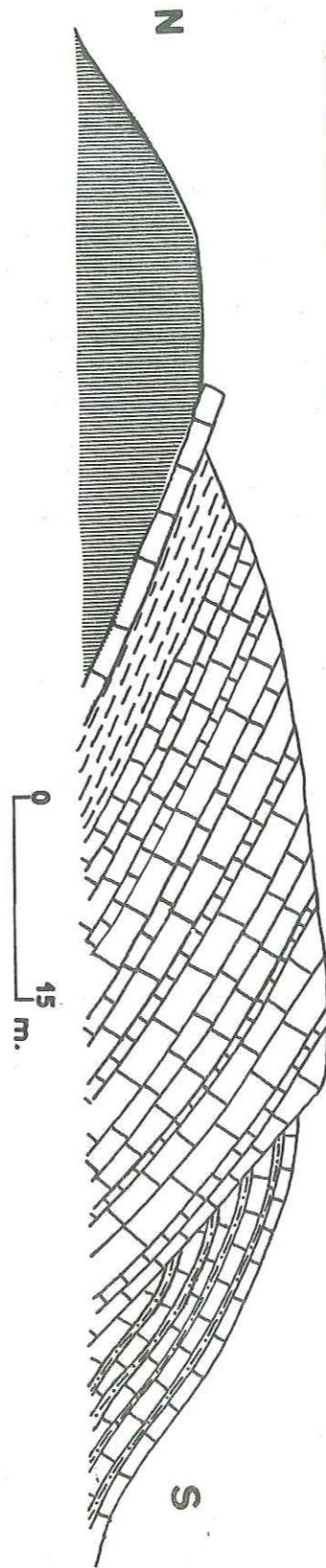


PI. X

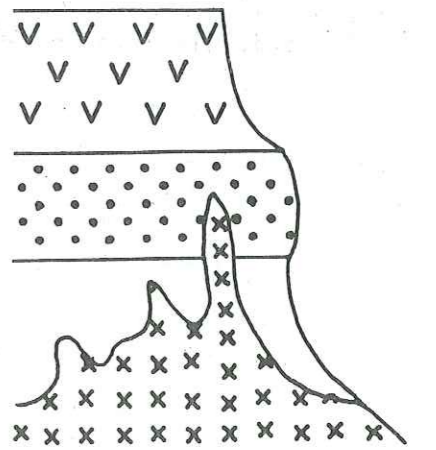


Au N. de Siğirçukuru

COUPE DANS LES CALCAIRES DU TERTIAIRE



Arpalık



comme dans la région de Karlidere, de coulées de trachyandésite (ces roches ont été étudiées dans le chapitre de la série du Crétacé),

- formations gréso-calcaires qui se sont déposées probablement juste après la transgression tertiaire (antérieure au Cuisien sup.),
- émissions de tufs rhyolitiques plus ou moins mélangés aux sédiments.

En conclusion : on peut décrire comme suit la paléogéographie du Tertiaire : après les émissions de trachyandésite et de rhyolite du Crétacé, il y a eu une transgression marine venant du Sud, à une époque antérieure au Cuisien supérieur. Pendant que la mer déposait ses premiers sédiments gréso-calcaires, a débuté une activité volcanique explosive projetant des tufs rhyolitiques, coupée entre temps par une activité de type hawaïen avec émissions de basaltes. L'activité volcanique basaltique recommence au Cuisien supérieur, accompagnée de formations sédimentaires (marnes, sédiments détritiques, calcaires) épaisses. Ce golfe marin a été petit à petit comblé par ces dépôts et montre actuellement une surface parfaitement plate.

Enfin une troisième période d'activité volcanique, sans doute légèrement postérieure, se manifeste par la mise en place de quelques dykes basaltiques dans le massif syénitique intrusif.

## II - ETUDE PETROGRAPHIQUE DES ROCHES ERUPTIVES

### A. LES ROCHES VOLCANIQUES

Nous allons les étudier en deux ensembles : les basaltes, les formations pyroclastiques (tufs). Ces derniers sont les plus importants tant par leur quantité que par leur étendue.

#### a) Les coulées de basalte

- 1. Aspect macroscopique . Ce sont des roches fraîches avec des petits cristaux (2 mm en moyenne) de minéraux colorés, qui peuvent rarement atteindre une grande taille (6 mm). Les plagioclases se présentent sous forme de grands microlites de 1 mm de long.

#### - 2. Etude microscopique

Composition minéralogique (vol. %) :

plagioclase	28,2
pyroxène	23,3
oxydes	1,5
pâte	47,

La classification de JUNG et BROUSSE (SAT = 0 ; COL = 71,74 ; FELDS = 0) permet de déterminer un mélabasalte.

- Plagioclase : les microlites automorphes de plagioclase sont constitués essentiellement de labrador (An 60-65). La plupart du temps ils sont maclés, albite, albite-Carlsbad et péricline. Certains individus maclés albite-Carlsbad sont de l'andésine à An 35-37, d'autres sont du labrador à An 65-70. Plus rarement nous rencontrons de la bytownite (An 72).

- Pyroxène : les phénocristaux de pyroxène sont souvent automorphes, incolores, maclés selon  $h^1(100)$ . Les valeurs de 2V sont toutes positives et peuvent être groupées comme suit : selon DEER, HOWIE, ZUSSMAN (1962)

$2V_Z = 56 - 64^\circ$	$Z \wedge c = 45 - 47^\circ$		diopside
$2V_Z = 52 - 54^\circ$	$Z \wedge c = 42^\circ$		diopside - augite
$2V_Z = 34^\circ$	$Z \wedge c = 32^\circ$		augite

Nous sommes donc certain d'avoir un mélange de diopside et d'augite.

- Pâte : est formée d'une association cryptocristalline de plagioclase et de pyroxène en quantités équivalentes. La roche est parsemée d'une proportion importante de granules d'oxydes opaques (magnétite ?).

Roche holocristalline à structure microlitique porphyrique.

#### b) Les dykes basaltiques

Ils contiennent parfois des enclaves énallogènes grenues rarement recristallisées. Elles sont visibles à l'oeil et peuvent atteindre 2 cm de long. La limite entre la matrice basaltique et ces enclaves est très nette et les microlites fluidaux les contournent (photog. 28). Composition minéralogique :

- feldspaths potassiques légèrement kaolinisés,
- plagioclases (oligoclase An 12-14) fracturés, séricitisés, sont sur le point de perdre leurs macles,
- biotite est en petites paillettes pléochroïques (Ng = Jaune marron, Np = incolore).

Ces enclaves énallogènes sont de nature syénitique emportées pendant la remontée des dykes qui sont plus récents que l'intrusion du batholite, donc ils font partie d'une troisième période d'activité volcanique basaltique.

#### c) Les formations pyroclastiques

En général elles sont constituées de tuf fin, formé de cendres volcani-

ques, qui change l'aspect selon le volcan considéré.

En effet, au Sud de l'alpage de Koçagili nous observons des tuffo-laves présentant des figures d'écoulement. A la fin de l'activité volcanique, une lame de lave très acide et visqueuse (voir carte géologique) est sortie d'un appareil de type fissural. Son emplacement correspond à une ligne de falaise. Cette lame de lave, d'une teinte rouge brique à rouge brun, est bien érodée à l'heure actuelle, mais quand même visible de loin. Le long de cette lame et pendant sa mise en place, il s'est formé des brèches volcaniques constituées de petits blocs de quelques centimètres de longueur.

Au Nord Est de l'alpage de Eskibağlar nous croyons que les tufs sont mélangés à des sédiments calcaires du Tertiaire.

A l'Ouest de la localité de Karacataş nous observons des brèches volcaniques très grossières formées de blocs atteignant jusqu'à 50 cm de long, surtout acides, rarement basaltiques.

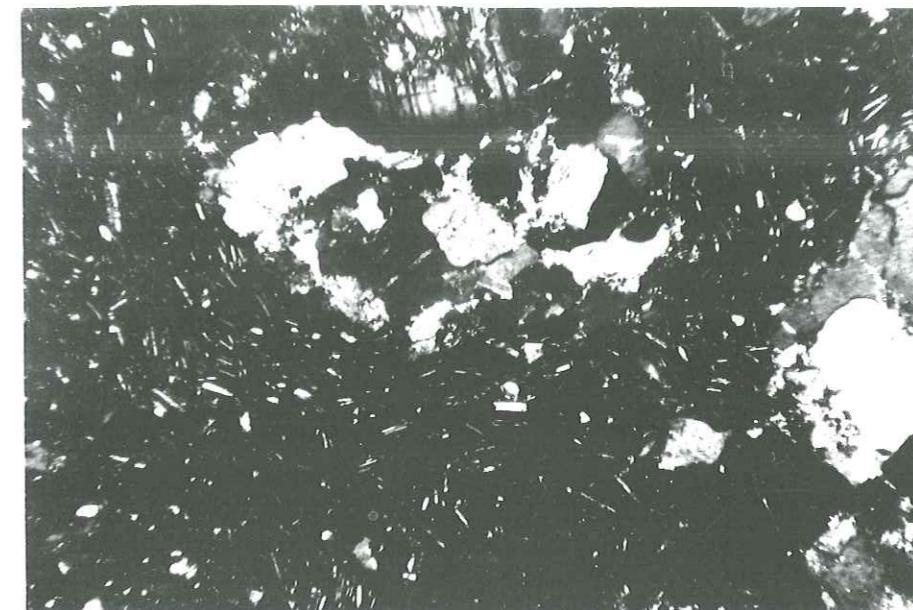
Le volcan qui se situe à l'Est de Yukariyelimkara présente des tufs de type ignimbritique avec des phénocristaux roses, orientés, de feldspath potassique.

Les formations pyroclastiques du mont Kurtkaya contiennent des boules à couches concentriques (parfois rouges) autour d'un noyau (alinéa) formé de tuf blanc. Nous avons fait deux lames minces dans ces tufs:

Il s'agit d'une formation aphanitique, très fracturée dont les fissures sont remplies par des oxydes opaques rouges et noirs (hématite et magnétite ?). En L. P. on voit un fond cryptocristallin formé de quartz. Ce dernier peut se présenter soit en plages diffuses, soit en cristaux automorphes. Les oxydes opaques sont couramment accompagnés de paillettes de mica blanc disposées en éventail. Elles ont une teinte de polarisation très vive. Certaines fractures sont remplies par un minéral dont les propriétés optiques sont les suivantes : il forme des cristaux parfaitement incolores avec deux familles de clivages faisant un angle soit de 76° soit de 90° entre elles. Ses indices de réfraction sont supérieurs à celui du baume du Canada. La teinte de polarisation est très faible allant du gris au jaune du premier ordre ( $N_g - N_p = 0,005-0,012$ ). Les cristaux, souvent xénomorphes parfois subidiomorphes, semblent dessiner une section octogonale. Il s'agit d'un minéral uniaxe probablement quadratique. Nous pensons que ce minéral est un dipyre riche en melonite.

L'aspect microscopique de ces deux échantillons (C<sub>3</sub>-16, C<sub>3</sub>-16a) nous paraît curieux pour un tuf. Car on s'attendait plutôt à voir une roche relativement vitreuse. On y voit alors les signes incontestables d'une recristallisation, probablement sous l'effet de l'intrusion syénitique.

Photog. : 28 : enclave énallogène dans un dyke basaltique (à l'Ouest de Çambaşı)  
Ech. C<sub>2</sub> - 2      LP x50



## B. LE MASSIF PLUTONIQUE

### a) La roche éruptive originelle

- 1. Aspect macroscopique. Sa résistance à l'érosion et à l'altération superficielle diminue avec l'augmentation de la taille des cristaux. La roche est à grain moyen à la périphérie et à gros grain au "centre" du pluton. En effet, le ruisseau de Tekmezar l'entaille en une vallée profonde de 300 à 400 m et même plus, faisant apparaître de gros cristaux d'orthoclase de 1 à 3 cm. Suivant la coloration de ces derniers minéraux, la roche est rose brun verdâtre à l'intérieur ou blanc verdâtre en bordure du pluton. La teinte en rose brun des orthoclasses serait due à la présence de fer ferrique qui peut remplacer l'aluminium dans le réseau cristallin.

- 2. Etude microscopique. La composition minéralogique (volumes p. cent) des échantillons varie selon leur emplacement dans le massif plutonique :

Minéraux	Moyenne de C <sub>3</sub> -12, C <sub>3</sub> -15	C <sub>3</sub> -29 B	
quartz	7	6,5	Minéraux communs
orthoclase	55,6	32,3	
plagioclase	31,5	29,2	
pyroxène	-	15,2	Minéraux accessoires
hornblende verte	0,7	-	
biotite	1	2	
chlorite	trace	7	
épidote, apatite	1,7	1	
sphène	0,5	trace	
tourmaline	0,4	-	
oxydes opaques	1,6	6,8	

Selon la classification de JUNG et BROUSSE :

- pour la moyenne des échantillons C<sub>3</sub>-12 et C<sub>3</sub>-15, on a :

SAT = 7,4 ; COL = 6 ; FELDS = 64 ; ce qui donne une syénite calco-alcaline proche d'une monzonite ;

- pour l'échantillon C<sub>3</sub>-29 B : SAT = 9,6 ; COL = 32 ; FELDS = 52,5 ; ce qui correspond à une monzonite proche d'un granite monzonitique.

La différence entre la composition minéralogique de la syénite calco-alcaline et celle de la monzonite se manifeste par une augmentation des minéraux colorés dans cette dernière, que nous attribuons à l'assimilation des basaltes encaissants.

- Quartz : il est globuleux ou en association pegmatitique généralement au contact de deux orthoclases ou à l'intérieur de ceux-ci. On ne l'observe jamais dans les plagioclases.

- Orthoclases : ce sont des minéraux poecilites souvent xénomorphes, parfois subidiomorphes, englobant des plagioclases et des biotites. Ils remplissent les interstices entre les cristaux et sont généralement microperthitiques au pourtour. Couramment on les observe altérés en argiles kaoliniques. Certains cristaux sont zonés. La valeur 2V varie avec la nature de la roche :

syénite calco-alcaline :  $2V_X = 62 \text{ à } 90^\circ$   
 monzonite :  $2V_X = 30 \text{ à } 44^\circ$

La monzonite semble avoir des orthoclases de type sanidine ou anorthose ou orthose, alors que la syénite contiendrait de l'orthose, du microcline et de l'albite. On pourrait en conclure que la première formation a atteint une température de l'ordre de 1 000°C, plus élevée que celle de la dernière.

- Plagioclases : sont en lattes plus ou moins allongées de 1 à 4 mm. Ils présentent très souvent les macles albite-Carlsbad, albite, rarement péricline et des macles complexes par interpénétration. Ils sont couramment séricitisés en proportion variable selon le cristal. Il s'agit généralement d'andésine (An 40-50), parfois d'oligoclase (An 10-25).

- Pyroxènes : à l'état frais ils n'existent que dans la monzonite. Dans la syénite calco-alcaline, ils sont remplacés par la hornblende verte et la biotite, selon la loi des suites réactionnelles.

Ce sont des cristaux incolores, très fracturés, avec un début d'altération en actinote fibreuse et en chlorite, accompagné d'une exsudation d'oxydes opaques. Ils sont toujours xénomorphes du fait de leur remplacement partiel par tous les minéraux antérieurement formés. Il s'agit d'augite :  $2V_Z = 40 - 74^\circ$ ,  $Z \wedge c = 40 - 50^\circ$ .

- Hornblende verte : elle forme des cristaux trapus, xénomorphes, frais, montrant une famille de clivages grossiers. Une forte coloration et pléochroïsme dans les tons verts (Ng = vert olive foncé, Np = vert jaune).  $2V_X = 70 - 76^\circ$  ;  $Z \wedge c = 20 - 22^\circ$ .

- Biotite : elle est en cristaux xénomorphes, altérés en chlorite, remplacés en partie par des feldspaths. Ils peuvent avoir jusqu'à 4 mm de long. Leur pléochroïsme varie selon la roche :

monzonite : Ng = rouge brun, Np = marron clair,  
 syénite calco-alcaline : Ng = rouge, Np = incolore.

Dans les syénites, la biotite s'altère en chlorite avec exsudation de sphène et d'oxydes opaques montrant leur richesse en titane. Alors que la biotite des monzonites semble être plus riche en fer.

- Chlorite : elle provient de l'altération des minéraux colorés. Il s'agit probablement d'un mélange de clinocllore et de pennine.

- Tourmaline : elle est en cristaux zonés, sans clivage, xénomorphes, altérés en chlorite (pennine et ripidolite). Une coloration et un pléochroïsme très intenses dans les tons verts (Ng = vert olive à vert brun, Np = vert clair. C'est une tourmaline ferromanganésifère.

Roche hétérogène à structure monzonitique.

- 3. Etude pétrochimique

Analyse n° 8

syénite quartzifère, éch. G39 C<sub>3</sub>-12

analyste : B. USELLE (juin 1970)

ANALYSE n° 8		% DES MINERAUX VIRTUELS		PARAMETRES CIPW-LACROIX		PARAMETRES DE NIGGLI	
SiO <sub>2</sub>	60,05	Q	5,94	p	1'	si	220,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,35	Or	36,14	q	'5	al	37,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,50	Ab	34,06	r	2	fm	22,7
FeO	1,75	An	11,12	s	3	c	11
MnO	0,10	Pyr	4,31	h	3'	alc	28,6
MgO	1,40	Ilm	0,91	k	1	k	0,5
CaO	2,80	Mag	4,18	l	1	mg	0,3
Na <sub>2</sub> O	4,05	Hém	0,64	m	'3	ti	1,3
K <sub>2</sub> O	6,10	Ap	0,34				
TiO <sub>2</sub>	0,50	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,25				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,30				
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,25						
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,30						
Total	99,35	Total	99,19				

Il s'agit d'une syénite quartzifère, avec une proportion relativement faible de quartz exprimé. La valeur du paramètre p nous montre que c'est une syénite hololeucocrate ; elle est relativement riche en K<sub>2</sub>O.

b) Enclaves acides

-1. Granites (éch. C<sub>2</sub>-210)

1.1. Aspect macroscopique. Ce sont des roches plus leucocrates que la syénite et de teinte rose brun. On y observe des phénocristaux

de plagioclase et d'orthoclase qui peuvent atteindre une taille de 3 mm, noyés dans une pâte finement grenue.

1.2. Etude microscopique

Composition minéralogique (vol %) :

quartz	26
orthose	48
plagioclase	21
biotite	1,4
épidote	2,1
divers	1

(chlorite, pyroxène, sphène, tourmaline).

Selon la classification de JUNG et BROUSSE (SAT = 27,3 ; COL = 5 ; FELDS = 69,5), il s'agit d'un granite calco-alcalin.

- Quartz : il est sous forme de cristaux xénomorphes, globuleux, en association pegmatitique plus ou moins typique avec les orthoclases, se localisant plus particulièrement à la périphérie de ces derniers.

- Orthose : ces cristaux sont assombris par une pseudopélimitisation. Les microperthites sont généralement en veinules, rarement en gouttelettes sans orientation privilégiée. Selon les diffractogrammes R. X. nous aurions un mélange de 4 % en poids d'albite et de 96 % d'orthose microperthitique. Ces cristaux d'orthose se montrent agressifs envers les plagioclases et même ils arrivent à les pseudomorphoser après plusieurs stades d'évolution intermédiaires :

- tout d'abord, le plagioclase est altéré en séricite et plus rarement en argile kaolinique. Ses macles polysynthétiques s'effacent de plus en plus,

- on voit alors un remplacement partiel du plagioclase par l'orthose, laquelle se localise d'une façon quelconque dans le premier, le tout ayant l'aspect d'une antiperthite (photog. 29). Dans ces zones orthosiques l'altération en argiles kaoliniques est plus poussée;

- le plagioclase est presque entièrement digéré par l'orthose dans laquelle on voit des reliques maclées albite de ce premier minéral (photog. 30);

- enfin la pseudomorphose du plagioclase se fait avec apparition d'exsolutions d'albite. C'est seulement à ce stade que l'on voit l'exsudation des globules de quartz (photog. 31).

- Plagioclases : ils sont en cristaux subidiomorphes à xénomorphes,



Photog. 29 : phénocrystal de plagioclase à l'aspect d'antiperthite en haut, remplacé par un feldspath potassique (en bas).  
Ech. C<sub>2</sub> - 210 LP x50



Photog. 30 : feldspath potassique pseudomorphosant un plagioclase et montrant des reliques de ce dernier minéral.  
Ech. C<sub>2</sub> - 210 LP x143



séricitisés et saussuritisés. Leur composition varie de l'oligoclase (An 21) à l'andésine (An 43).

- Biotite : elle se présente en paillettes de petite taille (0,7 mm) fortement colorées et pléochroïques (Ng = rouge, Np = incolore). Il s'agit de biotite riche en titane ; l'altération en chlorite est accompagnée d'une importante exsudation de sphène.

- Epidote : il existe deux variétés de cristaux :  
- les uns, incolores, biaxes positifs  $Z \wedge a = 25^\circ$  avec des teintes de polarisation bleutées, ressemblent à la clinzoïsite ;  
- les autres sont probablement de la pistachite.

- Tourmaline : elle existe abondamment dans certains échantillons (C<sub>3</sub>-9). Les cristaux s'agglomèrent en plusieurs zones de la roche. Forte coloration et pléochroïsme dans les tons verts (Ng = vert bleuté, Np = rose à incolore). Il s'agit d'une tourmaline ferro-manganésifère formée dans un stade d'altération pneumatolytique avec l'introduction du bore qui attaque les minéraux granitiques (selon DEER, HOWIE, ZUSSMAN, 1962).

### 1.3. Etude pétrochimique

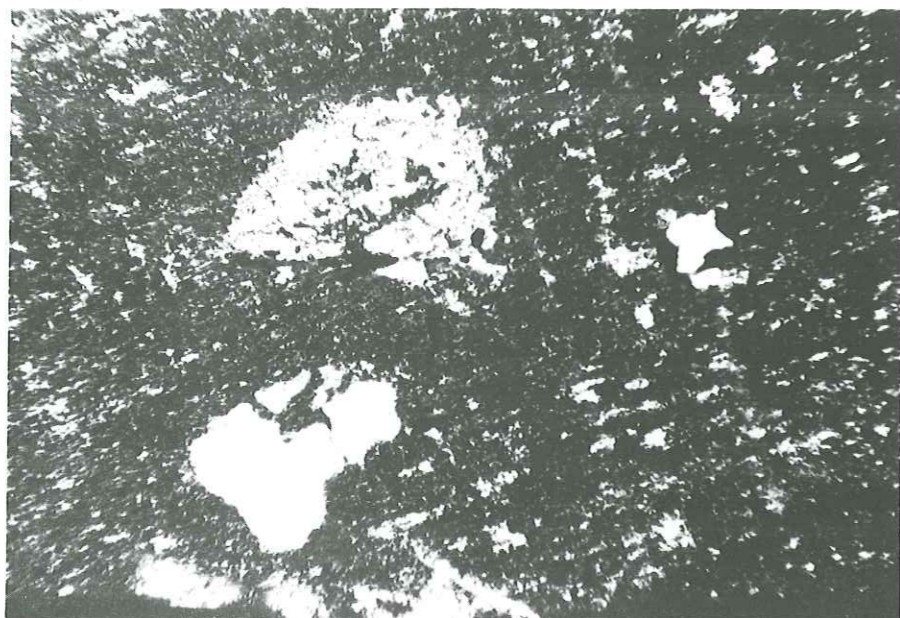
Analyse n° 9

granite, éch. G39 C<sub>2</sub>-210  
analyste : F. KELLER (mai 1970)

ANALYSE n° 9		% DES MINERAUX VIRTUELS	
SiO <sub>2</sub>	68,55	Q	22,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,80	Or	31,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,65	Ab	27,77
FeO	1,40	An	10,01
MnO	0,05	Pyr	3,84
MgO	0,95	Ilm	0,91
CaO	2,70	Mag	2,32
Na <sub>2</sub> O	3,30	Ap	0,34
K <sub>2</sub> O	5,25	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,65
TiO <sub>2</sub>	0,50	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,65		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,15		
Total	100,10	Total	99,99

PARAMETRES CIPW-LACROIX		PARAMETRES DE NIGGLI	
p	1'	si	313,1
q	4	al	39,7
r	2	fm	17,2
s	3	c	13,1
h	3	alc	29,8
k	1	k	0,5
l	'2	mg	0,4
m	3	ti	1,6

Photog. 31 : un véritable feldspath potassique micropertthitique après digestion complète d'un cristal de plagioclase. On voit une relique de plagioclase et quelques petits cristaux de quartz exsudés. Ech. C<sub>2</sub>-210 LP x 143



Photog. 32 : microgranite formé d'une association pegmatitique de quartz et d'orthose. Ech. C<sub>2</sub>-202 LP x 143



Il s'agit d'un granite calco-alcalin, plus exactement d'un wiborgite selon la définition de ROSENBUCH (V. TRÖGER, 1935).

Une comparaison pétrochimique avec la roche-mère syénitique étudiée précédemment montre que dans le granite la quantité de tous les oxydes diminue à l'exception de SiO<sub>2</sub>, lequel augmente considérablement, ce qui se traduit par une réduction de la valeur du paramètre q. Nous reviendrons plus loin sur cette granitisation tardive des syénites.

-2. Microgranites alcalins

2.1. Aspect macroscopique. Ce sont des enclaves microgrenues, hololeucocrates, plus colorées en rose brun que la roche-mère syénitique.

2.2. Etude microscopique. La roche est formée d'une association pegmatitique de quartz et d'orthose (photog. 32). La taille des cristaux est généralement 0,2 mm ; seuls quelques rares cristaux d'orthose peuvent atteindre une longueur de 1,5 mm.

Composition minéralogique (vol. %)

quartz	32,7
orthose	64,1
albite	1,3
divers	1,8
(épidote, oxydes opaques)	

La classification de JUNG et BROUSSE (SAT = 33,3 ; COL = 1,9 ; FELDS = 98) permet d'identifier un microgranite alcalin.

- 3. Aplites granitiques

3.1. Aspect macroscopique. Ils forment des enclaves hololeucocrates à grain fin (0,05 mm).

3.2. Etude microscopique. La composition minéralogique est du type granitique :

quartz	(	minéraux principaux
orthose	(	
albite	(	
biotite	(	minéraux accessoires
tourmaline	(	

- Quartz : il se présente toujours en microcristaux.

- Orthose : elle est généralement en microcristaux, parfois en phénocristaux fantômes, altérés et en plages diffuses.

- Albite : elle n'existe que rarement, en phénocristaux complètement altérés.

- Biotite : elle est totalement chloritisée avec une exsudation de sphène et d'oxydes opaques.

- Tourmaline : une forte coloration et pléochroïsme dans les tons habituels, donc elle est ferro-manganésifère. Elle se présente parfois en forme d'une feuille de vigne.

Roche à microstructure aplitoïde ou panidiomorphogrenue.

Conclusion : le grain fin des aplites ne semble pas lié à une solidification rapide par refroidissement brutal, mais il est en rapport avec la perte des composants volatils du magma résiduel du fait que le pluton intrusif a atteint une zone très superficielle. La perte de ces produits volatils (HCl, HF, H<sub>2</sub>O, etc.), diminue la solubilité du quartz et du feldspath potassique dans le fondu, avec une sursaturation en ces minéraux et une croissance rapide des centres de cristallisation.

#### c) Processus de granitisation des syénites

Ce processus provoque la formation d'une série de roches intermédiaires que nous venons d'étudier, entre les syénites et les aplites. Il convient de faire une comparaison de leur composition modale (vol. pourcentage: voir le tableau ci-après).

Ce processus se concrétise par l'augmentation de quartz et de feldspaths alcalins (surtout potassiques), aux dépens des plagioclases. Certains cristaux d'orthose automorphes et frais sont moulés par une association pegmatitique qui semble d'être développée postérieurement (fig. 6).

Il s'agit bien d'une fusion partielle tardive, après consolidation complète du batholite : si on était en présence d'un magma résiduel plus fluide que le magma initial, il n'aurait rempli que les fractures. Alors que dans ces syénites nous observons les enclaves de microgranite de 1,50 m de long sur une largeur de 70 cm au milieu d'une roche à gros grain.

	Syénite	Granite	Microgranite	Aplite
Quartz	7	26	32,7	même composition que le microgranite avec une augmentation considérable de tourmaline.
Feldspaths alc.	55,6	48	65,4	
Plagioclases	31,5	21	-	
Biotite	1	1,4	1,8	
Amph., pyroxène	0,7	-		
Epid., apatite	1,7	2,1		
Sphène	0,5	1		
Tourmaline	0,4			
Oxydes opaques	1,6			
$\frac{\text{Felds. alc.}}{\text{Plagio.}} \times 100$	176,4	229	$\infty$	

Si ce n'est des entrailles du batholite, on ne voit pas d'où pourraient bien venir ces minéraux acides (quartz et orthose). On ne peut accepter l'idée d'une fusion partielle des syénites en système clos et concentration de ces minéraux à certains points ; ce qui aurait impliqué leur appauvrissement dans la roche environnante et ceci n'a jamais été observé.

L'apport se faisait à l'état fondu :

- en effet, les enclaves microgrenues passent à la roche grenue syénitique par l'intermédiaire d'une zone cryptocristalline ou micropegmatitique montrant qu'elles étaient à l'état fondu et se sont cristallisées rapidement au contact d'une roche plus pauvre en volatils (HF, HCl, H<sub>2</sub>O) (phéto. 33).

L'apport était véhiculé dans un milieu hydrothermal :

Photog. 33 : zone de passage micropegmatitique d'une enclave de microgranite (en bas) à la syénite (en haut). Ech. C<sub>2</sub> - 202 LP x143

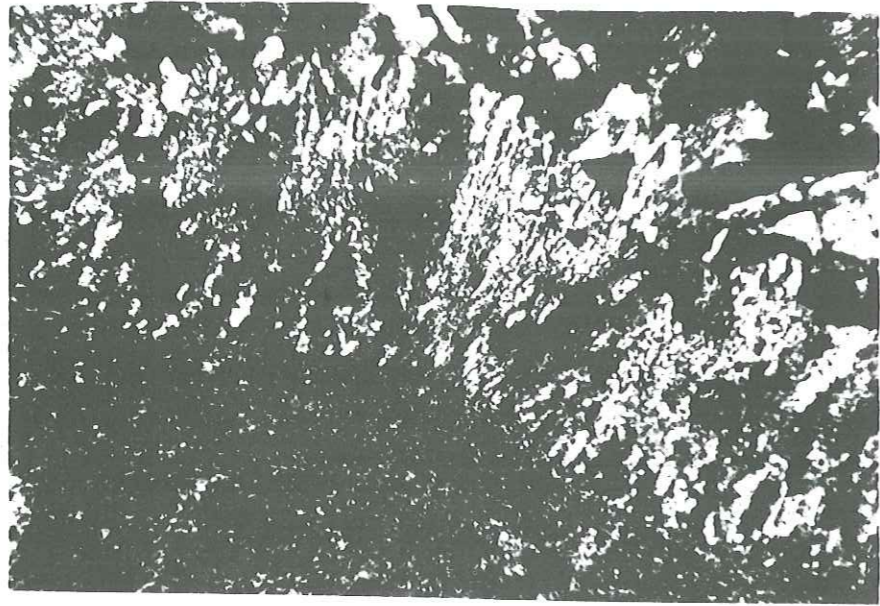
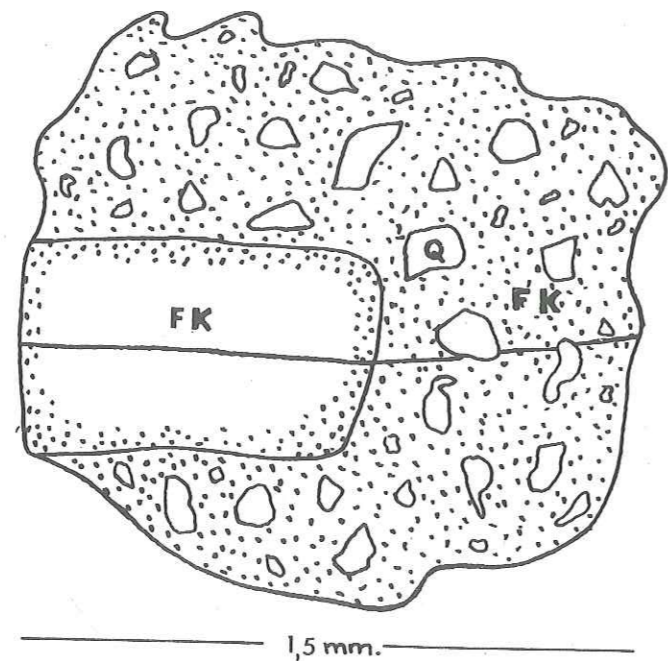


Fig. 6 : association pegmatitique de quartz et de feldspath potassique moulant un cristal automorphe d'orthose frais.



- lorsque la proportion de pegmatite augmente, toutes les orthoses sont plus altérées en argiles kaoliniques que celles des syénites. Nous voyons là des symptômes d'une intervention hydrothermale ;

- certains échantillons de granite et d'aplite montrent une richesse inhabituelle en tourmaline qui est un minéral typiquement hydrothermal ;

- on a l'impression que les solutions hydrothermales ont utilisé pour leur ascension les surfaces de contact entre les cristaux et leurs lignes de faiblesse (fractures). En effet, ces zones privilégiées sont soulignées par une forte altération en argiles kaoliniques et une concentration de quartz en gouttelettes ou en filonnets.

On peut se demander comment un immense massif de syénite peut être fondu par places. Selon de nombreux chercheurs (MARMO, MEHNERT, 1968) la présence d'eau intervient avec la température et la pression régnant sur ces formations au moment de la fusion. Grâce à cette présence, la fusion est facilitée ; donc si toute la roche n'est pas saturée en eau (ou n'en contient pas suffisamment) la fusion serait partielle. Nous pensons que l'eau chargée d'éléments K, Si, Al, a une origine juvénile. Après cristallisation des parties fondues cette eau peut affecter des parties voisines et ainsi de suite. La composition de la fusion granitique formée dépend des points suivants selon Von PLATEN (1965) et WINKLER (1965-1967) (dans A. HOUCHMAND-ZADEH, 1969) :

- chimisme de la roche originelle,
- du rapport  $\frac{Ab}{An}$  W de la roche originelle. Dans les roches où W est faible, les mobilisats sont plus riches en feldspaths potassiques,
- fusion à basse température donne des mobilisats riches en potasse,
- si la pression augmente il y a diminution de la quantité de quartz au profit de l'albite,
- des phases volatiles telles que HCl, HF, interviennent en ce sens que les mobilisats deviennent riches en quartz et plus riches en orthose,
- H<sub>2</sub>O intervient sur la quantité du produit fondu.

1. "Mobilisat" = phase géochimiquement mobile formée par mobilisation (MEHNERT, 1968)

Dans notre massif :

- le rapport  $\frac{Ab}{An} = 3$  (voir analyse chimique n° 8),

- le mobilisat qui correspond au microgranite a une composition riche en orthose<sup>1</sup>

microgranite

Q = 33,4 % en poids  
Or = 65,8 % " " (6% d'albite)  
Ab = 1,3 % " "

ce qui prouve une fusion probablement à basse température sous l'influence des phases volatiles,

- la quantité de quartz est importante contrairement à celle de l'albite, donc la pression n'était pas grande. Ce qui est justifié par le fait que notre batholite intrusif se trouve sous une couverture de faible épaisseur et peut même atteindre la surface,

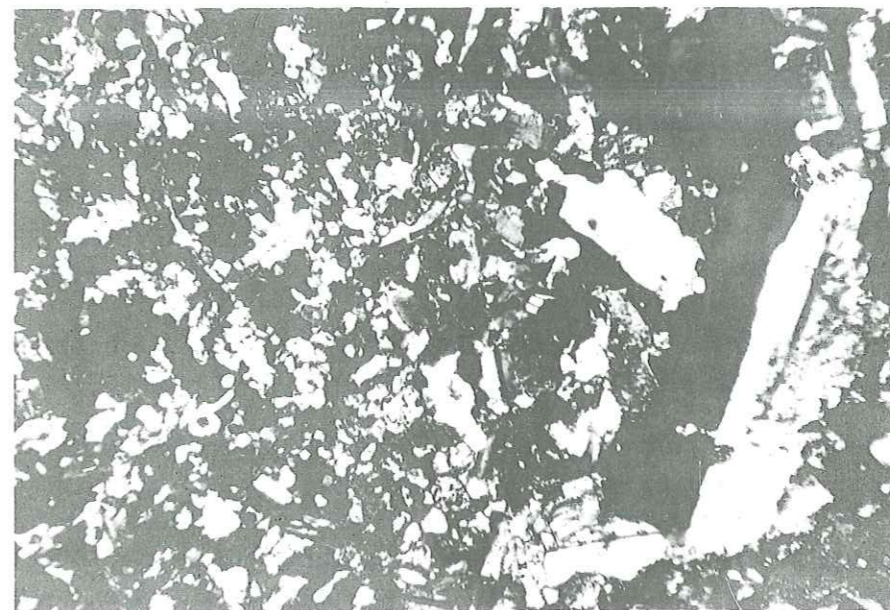
- la proportion peu élevée des enclaves granitiques montre que l'eau n'était pas en grande quantité.

d) Enclaves basiques

Il s'agit d'enclaves sombres au milieu de la roche grenue du massif plutonique. Elles sont formées par une ségrégation de minéraux colorés (pyroxène, biotite, amphibole) des syénites. Ces enclaves sont microgrenues. Leur limite avec la roche grenue est nette mais n'est pas très franche (photog. 34). Etant donné que les syénites sont intrusives, recoupant et digérant les basaltes tertiaires, on serait tenté d'interpréter ces enclaves mélanocrates comme des basaltes recristallisés et plus ou moins digérés. Ce qui n'est pas le cas, car la ségrégation des minéraux colorés a modifié la composition pétrographique des syénites environnantes ; leur paragenèse est presque identique à celle de la roche originelle, où les pyroxènes sont couramment relayés par des amphiboles de la série trémolite-actinote. Composition minéralogique (vol. %) :

1. Nous avons assimilé le pourcentage volumétrique des feldspaths alcalins et du quartz aux volumes en poids de ces mêmes minéraux, étant donné que ceux-ci constituent 98 % de la roche, et que leur densité est presque la même ( $d_{quartz} = 2,65$  ;  $d_{feld.} = 2,5 - 2,8$ ).

Photog. 34 : enclave microgrenue basique dans une granodiorite dont la limite au microscope apparaît floue.  
Ech. C<sub>3</sub> - 1 LP x50



Photog. 35 : association micropegmatitique de quartz et de feldspath potassique dans une granodiorite.  
Ech. C<sub>3</sub> - 1 LP x143



quartz	13,8
feldspaths potassiques	26,9
plagioclase (An 26-40)	43,1
pyroxène, amphibole	7
biotite	7,1
minéraux opaques	2

Selon la classification de JUNG et BROUSSE (SAT = 16,4 ; COL = 16,1 ; FELDS = 30), il s'agit d'une granodiorite.

La structure de cette dernière formation est intersertale (monzonitique pour la syénite) où les plagioclases en poutrelle s'entrelacent, laissant des vides remplis par l'orthose et le quartz ou leur association micropegmatitique (photog. 35) et parfois même par les minéraux colorés.

e) Rhyolites

Elles n'affleurent qu'aux endroits où le massif plutonique a atteint la surface, et proviennent d'une différenciation pneumatolytique et hydrothermale au sein du batholite. En effet, sur la rive droite du ruisseau de Tekmezar nous observons un passage progressif (sur une épaisseur approximative de 300 m) des roches grossièrement grenues syénitiques situées au fond du lit, aux roches vitreuses rhyolitiques du sommet.

-1. Aspect macroscopique. Il s'agit d'une roche blanche à phénocristaux de quartz visibles à l'oeil, dont la taille peut atteindre 5 mm (photog. 36).

- 2. Etude microscopique. Nous y observons surtout des phénocristaux de feldspaths potassiques (7 mm) qui pseudomorphosent les plagioclases. Les feldspaths sont xénomorphes, altérés en séricite et pseudopélimitisés. La roche contenait probablement des cristaux de biotite automorphes, altérés en vermiculite et en chlorite avec une exsudation de minéraux opaques. Les phénocristaux de quartz ont une extinction onduleuse que nous attribuons à des multitudes de centres de cristallisation toujours en relation avec le départ brutal des volatils.

-Pâte : cryptocristalline, est formée de quartz.

Structure porphyrique vitreuse.

- 3. Etude pétrochimique

Analyse n° 10 rhyolite, éch. G39 C<sub>2</sub>-159  
 analyste : F. KELLER (juin 1970)

ANALYSE n° 10		% DES MINERAUX VIRTUELS	
SiO <sub>2</sub>	71,60	Q	29,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,95	Or	26,69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,20	Ab	28,30
FeO	0,95	An	9,73
MnO	0,05	Pyr	2,16
MgO	0,75	Ilm	0,46
CaO	1,95	Mag	1,86
Na <sub>2</sub> O	3,35	Hém	-
K <sub>2</sub> O	4,50	Ap	-
TiO <sub>2</sub>	0,25	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,15
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,70		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,15		
Total	99,45	Total	99,45

PARAMETRES CIPW - LACROIX		PARAMETRES DE NIGGLI	
p	1	si	370,4
q	4	al	42,5
r	2	fm	14,9
s	3	c	10,8
h	3	alc	31,6
k	1	k	0,5
l	1	mg	0,4
m	3	ti	0,9

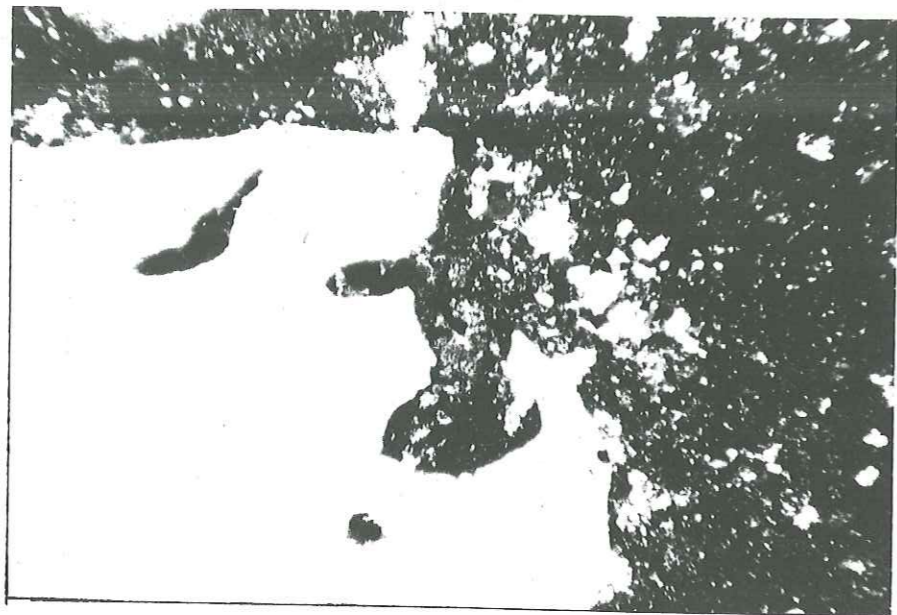
Il s'agit d'une rhyolite calco-alcaline, plus exactement d'une dellénite.

f) Para-épidotites

En effet, les sédiments grésocalcaires du Tertiaire peuvent subir un métamorphisme de contact et donner les para-épidotites.

-1. Aspect macroscopique. Roche compacte formée de petits lits

Photog. 36 : phénocrystal de quartz à golfes de corrosion .  
Ech. C<sub>2</sub> - 208 LP X50



d'épidotite qui alternent avec ceux de quartz ou de calcite suivant que le banc est riche en silice ou en carbonate de calcium. Par conséquent, on aura une teinte allant du gris bleuté (pour le calcaire) au jaune vert (pour la pistachite).

- 2. Etude microscopique. Roche microgrenue formée d'un mélange d'épidote et de quartz. Toute la roche est recristallisée.

g) Assimilation des basaltes tertiaires par le batholite intrusif

- 1. Aspect macroscopique. La zone de contact des deux formations montre une roche microgrenue leucocrate du côté des basaltes, hololeucocrate du côté du batholite. Entre les deux on voit une zone de passage de 2 cm d'épaisseur où on observe des phénocristaux (de 7 mm) de plagioclase noir que l'on peut facilement confondre avec des pyroxènes. Les interstices entre ces phénocristaux sont remplis par une pâte hololeucocrate.

- 2. Etude microscopique. La partie hololeucocrate est une aplitite granitique, celle leucocrate est une microdiorite constituée de microlites de plagioclase de 0,2 mm de long (surtout andésine An 40-46 et oligoclase An 22-30).

Les minéraux ferromagnésiens (augite) sont reformés en petits cristaux. Présence notable d'oxydes opaques et rares cristaux d'apatite.

Roche à structure diabasique où les interstices entre les microlites sont remplis par un mélange de pyroxène et de plagioclase.

La partie intermédiaire parsemée de phénocristaux de plagioclase noir (An 40-50) montre une structure ophitique et les interstices sont remplis par une association micropegmatitique de quartz et de feldspaths potassiques, de microlites de plagioclase, de phénocristaux de pyroxène et de biotite. La quantité d'oxydes opaques et d'apatite est non négligeable.

CHAPITRE IV

SYNTHESE DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE ET PETROCHIMIQUE



CHAPITRE IV

SYNTHESE DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE ET PETROCHIMIQUE

BUT

Mieux connaître la nature de nos roches, le cas échéant les comparer avec celles d'autres régions du monde, en les pointant sur différents diagrammes.

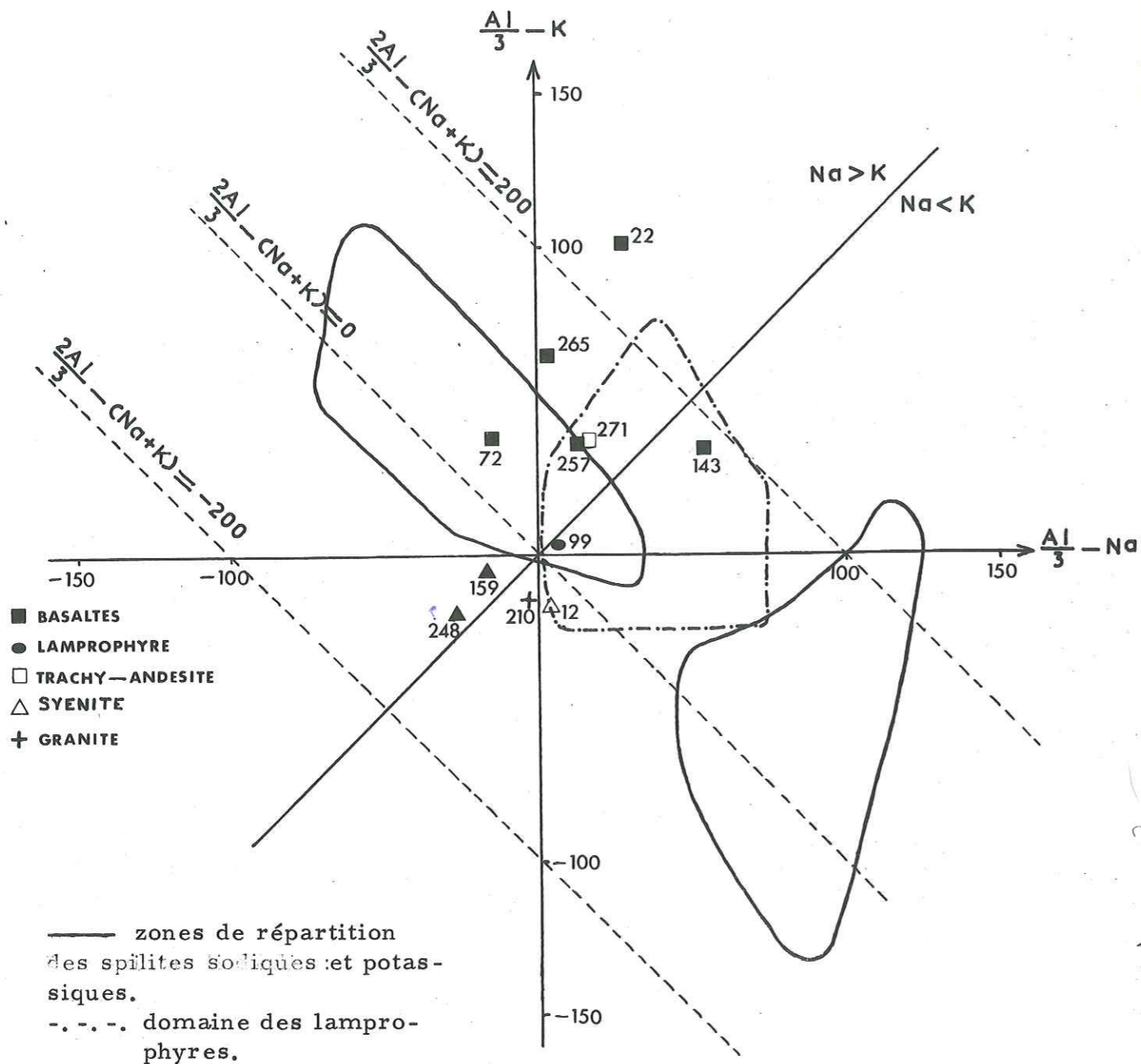
Comparer nos roches :

- avec celles de A. GEDIKOGLU pour montrer qu'elles appartiennent à une même famille magmatique,
- avec les trois grandes séries volcaniques du monde.

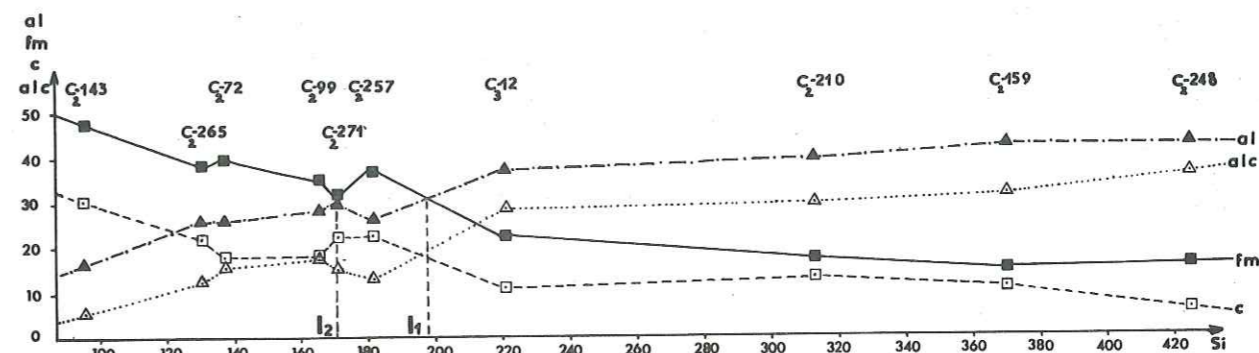
I. DIAGRAMME DE H. DE LA ROCHE (1968)

Nous voyons sur ce diagramme les champs de répartitions des roches spilitiques et lamprophyriques du massif du Pelvoux (celles-ci sont pointées par Mme N. VATIN-PERIGNON).

Notre roche spilitique (C<sub>2</sub>-257) tombe bien dans l'aire commune aux roches spilitiques sodiques et aux lamprophyres. C'est le même cas pour notre dyke spilitique (C<sub>2</sub>-99), donc on pourrait l'appeler tout aussi bien dyke lamprophyrique. Par contre, une de nos diabases paraît être suffisamment riche en sodium pour mériter l'appellation de "spilite".



II. DIAGRAMME DE VARIATION DES PARAMETRES DE NIGGLI



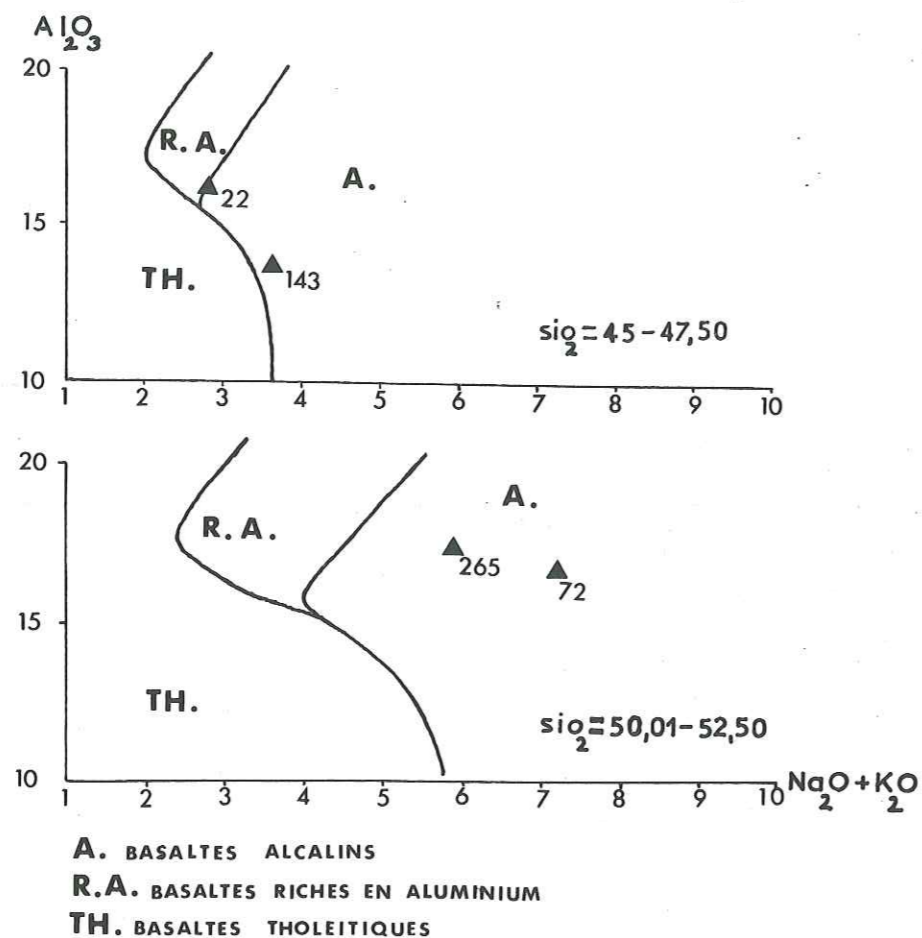
Les points d'isofalie :

$I_1$	si = 197,3	(cette composition ne correspond à aucune de nos roches)	$I_2$	si = 170,5	(
	fm = al = 31			fm = al = 31	(trachy-
	alc = 19			alc = 15	(andésite
	c = 18			c = 22,5	(

Sur ce diagramme on voit un alignement et une continuité remarquables à l'exception de la partie gauche où nous avons représenté volontairement les roches spilitiques pour montrer qu'elles ont une composition anormale dans notre association magmatique.

On voit deux points d'isofalie  $I_1$  et  $I_2$ , le premier est fallacieux, car il provient des variations brutales de la composition chimique des roches spilitiques. Le second point correspond à la roche principale de la série, qui est un trachyandésite.

III. DIAGRAMME DE H. KUNO (1960-1963)



Pour bien comprendre ce diagramme il convient de rappeler les procédés de calcul :

- on calcule la norme du manteau selon la méthode CIPW-LACROIX dans l'ordre indiqué dans la page ci-après, sans tenir compte de H<sub>2</sub>O et de P ;
- s'il reste du Si après avoir fait de la ferrosilite, on l'enregistre comme + SiO<sub>2</sub> (cas des basaltes du groupe A) ;
- si la quantité de Si est insuffisante pour convertir tout le Mg et le Fe<sup>2+</sup> en pyroxène magnésien et ferrifère, une partie ou la totalité de ces pyroxènes est transformée en olivine (cas des basaltes du groupe B) ;
- même si la totalité des pyroxènes est transformée en olivine, il peut exister un déficit de Si, lequel est alors enregistré simplement en - SiO<sub>2</sub> (cas des basaltes du groupe C).

ANALYSE	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Prop. molec.	Norme du manteau mol %
Millimolécule	763	134	26	76	255	242	45	8				
Aegyrine NaFeSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	659		0					19			0,052	7,63
Jadeite NaAlSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub>								0			0,038	5,58
Ca-Ti Pyrox. Ca TiAl <sub>2</sub> O <sub>6</sub>		107					234			0	0,008	1,17
Ca-Tsche. mol. CaAl <sub>2</sub> SiO <sub>6</sub>	476	0					127				0,107	15,71
Al-Enstatite MgAl <sub>2</sub> SiO <sub>6</sub>												
Wollastonite CaSiO <sub>3</sub>	349						0				0,127	18,64
Enstatite MgSiO <sub>3</sub>	94					0					0,255	37,44
Ferrosilite FeSiO <sub>3</sub>	18				0						0,076	11,16
Forsterite Mg <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>												
Fayalite Fe <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>												
Quartz SiO <sub>2</sub>	0										0,018	+2,64
Total											0,681	99,97

Echantillon C<sub>2</sub>-143 : basalte du groupe A

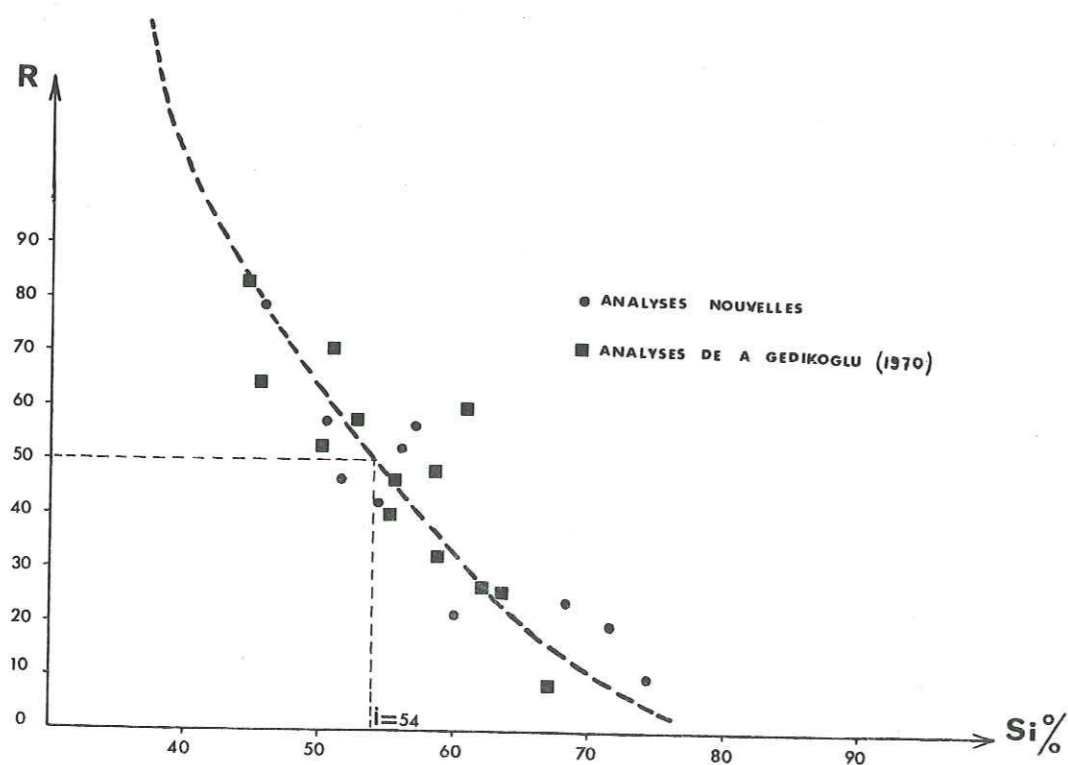
BIBLIOTHÈQUE  
GRENoble-SCIENCES  
UNIVERSITAIRE

Selon H. KUNO, les roches du groupe A peuvent être subdivisées en tholéite caractéristique des zones continentales stables, basalte riche en alumine qui s'épanche dans des régions orogéniques, basalte alcalin à olivine existant essentiellement dans les îles océaniques.

Toutes nos roches tombent dans le domaine des basaltes alcalins à olivine ; donc on pourrait penser qu'au moment de leur émission le Pont-Euxin ancestral possédait un fond océanique caractérisé par la minceur de la croûte sialique et peut-être qu'il le possède toujours.

IV. DIAGRAMME DE CALCO-ALCALINITE DE J. JUNG (1955)

Dans ce diagramme le paramètre  $R = \frac{100 \text{ CaO}}{\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$  est reporté en fonction du pourcentage en poids de  $\text{SiO}_2$ .



L'alignement et la continuité des points représentatifs permettent de supposer que les roches de la région de Gökçöy (étudiées par A. GEDIKOGLU, 1970) et les nôtres, appartiennent à une même famille magmatique.

La valeur de l'indice de calco-alkalinité  $i = 54$  indique le caractère alcali-calcique de cette association.

V. CLASSIFICATION DE A. PEACOCK (1931)

Dans cette classification l'indice de calco-alkalinité de nos roches tombe dans la série pacifique sans être en contradiction avec le caractère océanique du fond de l'ancienne Mer Noire.

PROVINCES	SERIES	INDICE DE CALCO-ALCALINITE
Pacifique	calcique	—61 —56 —54 Mer Noire —51
	calco- alcaline	
	alcalino-calcique	
Atlantique	alcaline	

CHAPITRE V

TECTONIQUE

CHAPITRE V - TECTONIQUE

Nous sommes bien d'accord avec A. GEDIKOGLU (1970), pour dire que la tectonique de la région est très simple, car nous n'observons que des mouvements cassants.

Dans notre région, à l'échelle de l'affleurement, les efforts tectoniques semblent avoir abouti à la formation de plusieurs familles de diaclases. En effet, aucun pli, aussi bien dans les roches sédimentaires que volcaniques n'a été observé.

Nous avons fait deux diagrammes d'orientation pour les dykes et les diaclases sur un canevas stéréographique polaire dans le but de montrer leurs directions privilégiées (fig. 7).

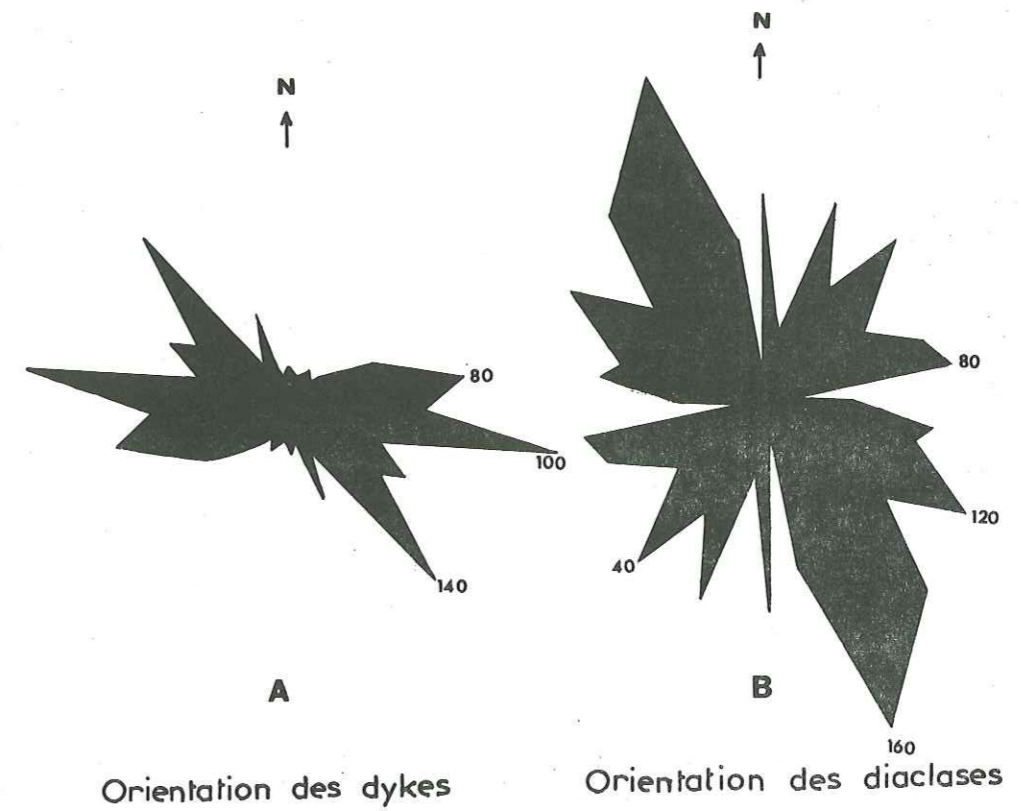


Figure 7

On peut déduire de ces diagrammes que les dykes et les diaclases n'ont pas la même orientation. Les dykes semblent remplir les fractures autres que les diaclases, par exemple, les failles.

Les dykes ont trois directions privilégiées :

- N 80°
- N 100°
- N 140°

Pour les diaclases, bien qu'il y ait plusieurs directions importantes on peut en retenir deux :

- N 40°
- N 160°

Les orientations données par A. GEDIKOGLU ne s'éloignent pas trop des nôtres :

- directions des failles N 70°
- N 106°
- N 135° correspondant à celles de nos dykes;
- directions des diaclases N 66°
- N 106°
- N 160° à celles des nôtres.

En se reportant aux travaux de J. PRICE (1966), nous pouvons dire que lorsqu'une roche compétente subit une compression, il se forme deux fractures de cisaillement qui font un angle de 60° entre elles (fig. 8).

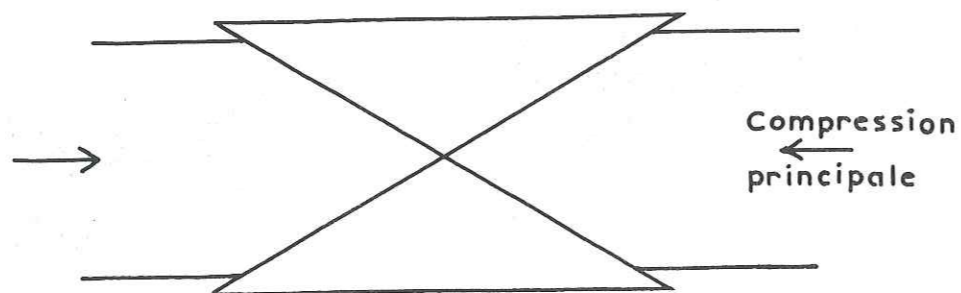


Figure 8

Les directions privilégiées de nos diaclases font en effet un angle de 60°. Donc, on pourrait en déduire que nos roches ont subi une contrainte de compression orientée SSW-NNE et elles ont réagi comme une formation compétente. Ceci s'explique par le fait que l'épaisseur des sédiments (d'ailleurs souvent détritiques, compétents) est négligeable devant celle des vulcanites. Une fois que l'effort tectonique (sous forme de compression) a abouti à un certain soulèvement de la chaîne, au sommet de celle-ci apparaissent des fractures verticales de tension qui seront remplies par les dykes (fig. 9).

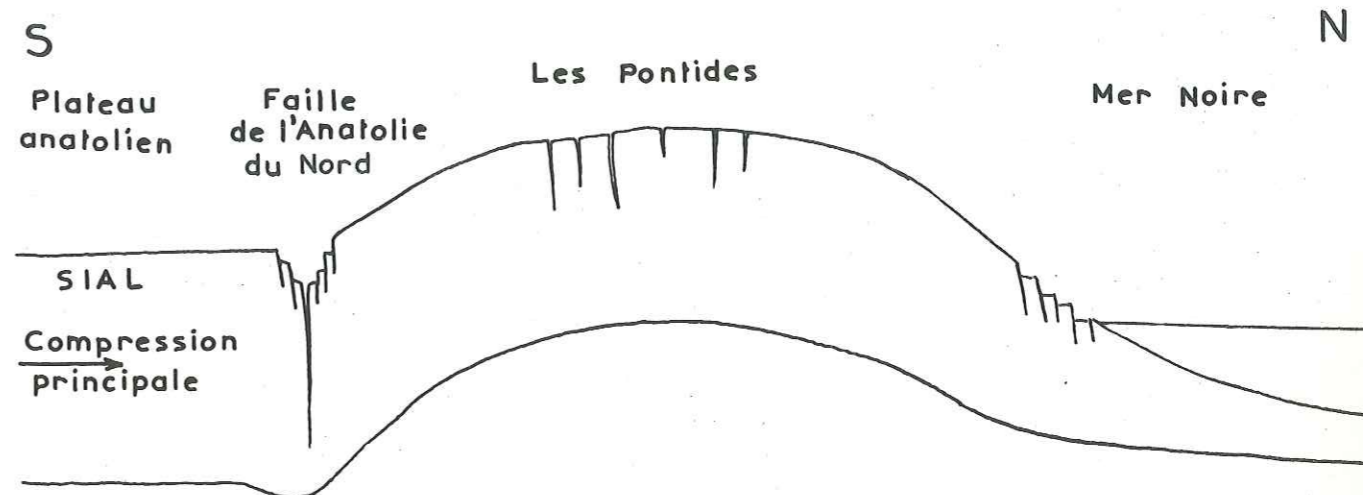


Figure 9

Tout ce qui vient d'être dit ne concerne bien sûr, que les régions étudiées (par nous et par A. GEDIKOGLU, 1970) et peut-être il en est de même pour les autres points de la chaîne des Pontides.

CHAPITRE VI

CONCLUSION GENERALE

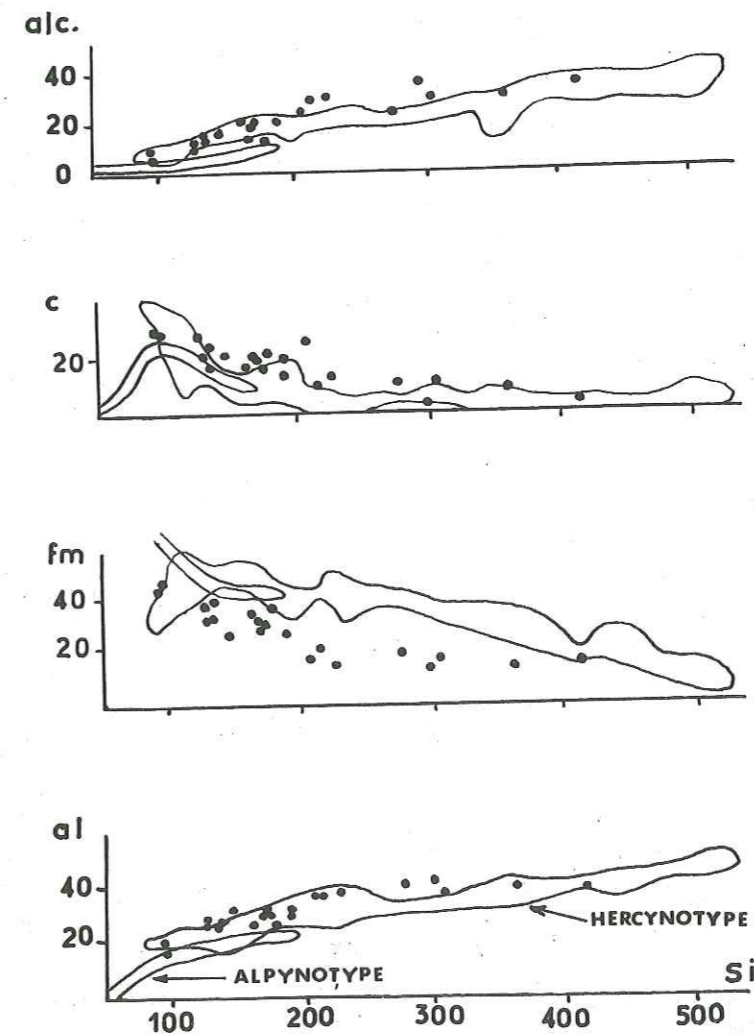


CHAPITRE VI - CONCLUSION GENERALE

Nous allons essayer de comparer les caractères tectoniques et pétrographiques des régions étudiées avec ceux des chaînes types.

- 1. Les chaînes hercyniennes montrent des points communs avec les Pontides, à savoir :
- l'absence des gabbros et de roches ultrabasiques, remplacés par des intrusions plus acides (syénitiques) ;
  - la majorité des laves est formée par des spilites, diabases, basaltes et tufs associés (fig.10).

Figure 10



Représentation graphique des paramètres de Niggli de deux associations-types du volcanisme géosynclinal (d'après G. ROCCI, T. JUTEAU, 1968).

- l'abondance de différenciations acides, rhyolitiques. Ce volcanisme initial "spilite-rhyolite" ressemble à une association "hercynotype" (cf. G. ROCCI, T. JUTEAU, 1968) ;

- l'existence de fosses/<sup>peu</sup>profondes ;
- mise en place de nombreux batholites granodioritiques et syénitiques ;
- un style tectonique peu souple et volcanisme de type fissural ;
- les fosses remplies de sédiments détritiques parfois gréseux.

Précédemment nous avons vu qu'au moment des émissions basaltiques la Mer Noire avait un fond océanique. Donc, il ne nous est plus possible d'expliquer l'absence de roches ultrabasiques par l'existence d'une épaisse couche sialique jouant le rôle d'écran passif, mais par une différenciation pneumatolytique au sein du magma, donnant des roches plus ou moins acides selon leur richesse en volatils.

- 2. La chaîne andine (J. AUBOIN, R. BROUSSE, J.-P. LEHMAN, 1968) montre également des parentés avec les Pontides :

- tous les niveaux des différents âges sont intercalés de puissantes masses de vulcanites, coulées de laves andésitiques avec des passées rhyolitiques et basaltiques ;

- au Paléogène d'importants massifs plutoniques de granodiorite<sup>1</sup> se mettent en place dans des formations antérieures.

Néanmoins, il existe des différences sensibles sur les points suivants :

- dans les Andes les sédiments présentent un faciès plus profond (Terres Noires, marno-calcaires de type vocontien) et une épaisseur plus grande ;
- la chaîne andine a une tectonique plus souple (de style subalpin) avec des plis et chevauchements par déversement ;
- les basaltes des régions circum - pacifiques sont pour la plupart du type riche en alumine caractéristique des zones orogéniques, rarement du type alcalin à olivine ;
- les Andes paraissent comme une chaîne située en bordure continentale mais à l'intérieur des limites du continent : plus que géosynclinales, elles sont "liminaires".

Malgré certaines affinités tectoniques et pétrographiques avec les chaînes précédentes, les Pontides ne semblent pas avoir un orogène bien individualisé avec ses fosses plus ou moins profondes et ses cordillères<sup>2</sup>. Les

1. Dans les Pontides il s'agit de synénites mises en place en énormes batholites intrusifs, d'âge éocène inférieur.

2. L'absence de cordillère nous explique peut-être la faible épaisseur de sédiments (dans les Pontides), car pour la formation de ces derniers il faut une terre émergée où l'érosion puisse s'exercer pleinement.

activités antéorogéniques de cette région débutent par des émissions basaltiques dans un fond océanique qui s'est vu comblé petit à petit, accompagnées et suivies d'efforts tectoniques.

BIBLIOGRAPHIE

- ABICH (H.), 1882. - Geologische Forschungen in den kaukasischen Ländern. II. Teil - Geologie des armenischen Hochlandes, I. Westhälfte, Wien.
- AUBOIN (J.), BROUSSE (R.), LEHMAN (J.-P.), 1968. - Précis de Géologie. Tectonique, morphologie le globe terrestre. T. 3.
- BAYKAL (F.), 1949. - Of-Rize-Pazar kiyi dağlari hakkında. M. T. A. Rap. n° 2198, Ankara.
- DEER (W. A.), HOWIE (R. A.), ZUSSMAN (J.), 1962. - Rock forming minerals. Vol. 1, 2, 3, 4, 5. Department of Geology, Manchester Univ. 1935. -
- ESKOLA (P.), VUORISTO (U.) and RANKAMA (K.), / An experimental illustration of the spilite reaction. Compt. Rend. Soc. géol. Finlande, n° 9.
- FAWCETT (J. J.), YODER (H. S.), 1966. - Phase relationships of chlorites in the system  $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . The American Mineralogist, vol. 51.
- GEDIKOGLU (A.), 1970. - Etude géologique de la région de Gököy (Province d'Ordu - Turquie). Thèse de 3e cycle, Fac. Sci. Univ. Grenoble.
- HAMILTON (W. J.), 1842. - Researches in Asia minor, Pontus and Armenia. London.
- HOUCHMAND-ZADEH (A.), 1969. - Métamorphisme et granitisation du Massif Chapedony (Iran central). Thèse docteur ingénieur, Fac. Sci. Univ. Grenoble.
- JUNG (J.), 1955. - Un nouveau type de diagramme pour la représentation des caractères chimiques des associations régionales de laves. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 240, n° 7, p. 799-800.
- JUNG (J.), BROUSSE (R.), 1959. - Classification modale des roches éruptives utilisant les données fournies par le compteur de points.
- KOCH (C. H. E.), 1846. - Reise im pontischen Gebirge etc. Weimar.
- KUNO (H.), 1938. - On the occurrence of a primary cummingtonitic hornblende in some dacites from Japan. Proc. Imp. Acad. Tokyo, vol. 14, p. 221.
- KUNO (H.), 1960. - High-alumina basalt. Geological Institute, University of Tokyo, Tokyo, Japan. In Journal of Petrology, vol. 1

- KUSHIRO (I.), KUNO (H.), 1963. - Origin of Primary Basalt Magmas and Classification of Basaltic Rocks. Geological Institute, University of Tokyo, Tokyo, Japan. In Journal of Petrology, t. 4, D.P. 72, p. 75-89.
- LACROIX (A.), 1891. - Les roches à leucite de Trebizonde. Bull. Soc. Géol. Fran. Paris.
- LAMEYRE (J.), 1966. - Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central français. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, n° 29, 12e fasc., Géol. Minér.
- LA ROCHE (H. De), 1968. - Comportement géochimique différentiel de Na, K, et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude de formations métamorphiques et plutoniques. C.R. Acad. Sci. Fr., 267, série D, n° 1.
- LOOMIS (A. A.), 1966. - Contact metamorphic reactions and processes in the Mont Tallac roof remnant, Sierra Nevada, California. Journ. of Petrology, vol. 7.
- LOUBAT (H.), 1968. - Etude pétrographique des ophiolites de la "zone du Versoyen" Savoie (France), province d'Aoste (Italie). Arch. Sci. Genève, 21, fasc. 3, p. 265-457.
- MARMO (V.), 1968. - The origine of granite, a hydrothermal model. Lithos 1, p. 58-69.
- MEHNERT (K. R.), 1968. - Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier publishing Company.
- MILLOT (G.), 1964. - Géologie des argiles.
- NICOLAS (A.), 1966. - Etude pétrochimique des roches vertes et de leurs minéraux entre Dora-Maira et Grand Paradis. Thèse doctorat d'Etat, Grenoble.
- PARSONS (I.), 1968. - Homogeneity in alkali feldspars. Min. Mag., vol. 36, p. 801.
- PEACOCK (A.), 1931. - Classification of igneous rocks. Journ. Geol. Chicago, vol. 39, p. 54-67.
- PLATEN (H. V.), 1965. - Experimental anatexis and genesis of migmatites. Geological Journal special Issue n° 1 Controls of metamorphism.
- PRICE (N. J.), 1966. - Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock.
- ROCCI (G.), JUTEAU (T.), 1968. - Spilite-kérotophyres et ophiolites. Influence de la traversée d'un socle sialique sur le magmatisme initial. Geol. en Mijnbouw, Nederl., 47, (5), p. 330-339.

- TANE (J. L.), 1967. - Contribution à l'étude du phénomène de spilitisation. Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 43, p. 187-192.
- TCHIHATCHEFF (P. de), 1867. - Asie Mineure, Géologie, I, Paris.
- TROGER (W. -E.), 1959. - Optische Bestimmung der Gesteinsbildenden Minerale. Teil I, éd. E. Scheveizerbart'sche Stuttgart.
- VUAGNAT (M.), 1946. - Sur quelques diabases suisses, contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow-lavas. Bull. suisse Min. Pétr., t. 26, p. 116-298.
- WIJKERSLOOTH (P. de), 1946. - Einiges über die Erzprovinz des östlichen Schwarzmeer-küstengebirges, insbesondere über die Kupferlagerstätte von Kuarshane (Vil. Coruh-Türkei). M. T. A., Mecm. 1/35. Ankara.
- WINKLER (H. G. I.), 1965-1967. - Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag.
- ZAVARICKIJ (V.), 1955. - Les roches éruptives. 3 tomes, Moscou Izd.
- ZWAAN (P. C.), 1965. - On the determination of pyroxenes by X Ray powder diagrams. Leidse geologische Mededelingen, Deel XIX, 1954.

BIBLIOTHÈQUE  
GRENOBLE SCIENCES  
UNIVERSITAIRE

Vu,  
Grenoble le,  
Le Président de la thèse

R. MICHEL

Vu, et permis d'imprimer,  
Grenoble, le  
Le Président de l'Université  
Scientifique et Médicale

M. SOUTIF